

THÈSE

PRÉSENTÉE

**A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY**

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Guy RANCHIN

LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET LA DIFFERENCIATION GRANITIQUE DANS LA PROVINCE URANIFERE DU NORD-LIMOUSIN

Soutenue publiquement le 12 février 1970, devant la Commission d'Examen

MM. M. ROUBAULT

Président

R. COPPENS
H. DE LA ROCHE

Examineurs

M. ROQUES
A. GANGLOFF

Invités

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Guy RANCHIN

LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET LA DIFFERENCIATION GRANITIQUE
DANS LA PROVINCE URANIFERE DU NORD-LIMOUSIN

Soutenue publiquement le 12 février 1970, devant la Commission d'Examen

MM. M. ROUBAULT

Président

R. COPPENS
H. DE LA ROCHE

Examineurs

M. ROQUES
A. GANGLOFF

Invités

ANNEE SCOLAIRE 1969/70

DOYEN : M. AUBRY

ASSESSEUR : M. GAY

Doyens honoraires : MM. CORNUBERT - ROUBAULTProfesseurs honoraires : MM. RAYBAUD - LAFFITTE - LERAY - JOLY - LAPORTE - EICHBORN - CAPELLE -
GODEMENT - DUBREIL - SCHWARTZ - DIEUDONNE - LONGCHAMBON - LETORT - DODE -
GAUTHIER - GOUDET - OLMER - CORNUBERT - CHAPPELLE - GUERIN - WAHLMaîtres de Conférences honoraires : MM. LIENHART - PIERRET - Mle MATHIEUPROFESSEURS

MM. ROUBAULT	Géologie	GAYET	Physiologie
VEILLET	Biologie Animale	HADNI	Physique
BARRIOL	Chimie Théorique	*BASTICK	Chimie
BIZETTE	Physique	DUCHAUFOR	Pédologie
GUILLEN	Electronique	GARNIER	Agronomie
LEGRAS	Mécanique Rationnelle	NEEL	Chimie Organique Industrielle
BOLFA	Minéralogie	BERNARD	Géologie Appliquée
NICLAUSE	Chimie	*CHAMPIER	Physique
FAIVRE	Physique Appliquée	*GAY	Chimie Biologique
AUBRY	Chimie Minérale	*STEPHAN	Zoologie
COPPENS	Radiogéologie	*CONDE	Zoologie
DUVAL	Chimie	*WERNER	Botanique
FRUHLING	Physique	ETMARD	Calcul différentiel et Intégral
HILLY	Géologie	FELDEN	Chimie Organique
LE GOFF	Génie Chimique	*COSSE	Physique
SUHRER	Physique Expérimentale	*DAVOINE	Mécanique Physique
CHAPON	Chimie Biologique	HORN	Physique (ENSMIN)
HEROLD	Chimie Minérale Industrielle	*ROCCI	Physique (1 ^{er} cycle)
SCHWARTZ	Exploitation Minière	DELPUCH	Géologie
MALAPRADE	Chimie		Chimie Physique
*MANGENOT	Botanique		

N.... Chimie Biologique
 N.... Mécanique Appliquée
 N.... Analyse Supérieure
 N.... Méthodes mathématiques de la Physique
 N.... Mécanique Rationnelle

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mme BASTICK	Chimie P.C. EPINAL	JURAIN	Géologie C.B.G.
MM. GUDFIN	Physique	BALESDENT	Thermodynamique, Chimie Appliquée (ENSIC)
VUILLAUME	Psychophysique	BLAZY	Minéralogie Appliquée (ENSG)
FRENTZ	Biologie Animale	JANOT	Physique P.C. EPINAL
MARI	Chimie (ISIN)	CACHAN	Entomologie Appliquée (ENSA)
AUROUZE	Géologie	JACQUIN	Pédologie et Chimie agricoles
DEVOT	Physique du Solide	MAINARD	Physique M.P.
FLECHON	Physique P.C.	MARTIN	Chimie P.C.
Mle HUET	Mathématiques C.B.G.	PAULMIER	Mécanique Expérimentale
VIGNES	Métallurgie	PROTAS	Minéralogie

MAITRES DE CONFERENCES

MM. JOZEFOWICZ	Physico-Chimie	DEPAIX	Probabilités et statistiques
RIVAIL	Chimie Appliquée (CUCES)	BAVEREZ	Chimie (ENSIC)
VILLERMAUX	Génie Chimique	CHAMBON	Exploitation Minière (Mines)
METCHE	Biochimie appliquée (Brasserie)	HUSSON	Physique (ENSEM)
PAIR	Mathématiques Appliquées	WEISSLINGER	Physique
BAUMANN	Physique 1 ^{er} cycle	GERL	Physique (ENSEM)
DURAND	Physique	ROQUES	Chimie Minérale
GRANGE	Physique (ISIN)	FERRIER	Mathématiques
CASTRO	Chimie Organique	GILORMINI	Mécanique (ISIN)
		DEXHEIMER	Botanique
			N.... Mécanique des fluides (ISIN)
			N.... Mathématiques
			N.... Mathématiques P.C.
			N.... Mathématiques C.B.G.
			N.... Physiologie Animale
			N.... Mathématiques M.P.
			N.... Chimie Organique
			N.... Chimie (ENSIC)
			N.... Mathématiques

CHARGES D'ENSEIGNEMENTSMM. AMARIGLIO - COEURE - DAVRAINVILLE - GIRARDEAU - HILLY - MAURIN - NOVERRAZ - OVAERT - RUYER -
WEBER

(*) Professeur titulaire à titre personnel





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551919_0007

AVANT-PROPOS

Maintenant que s'achève ce travail ⁽¹⁾ et que le moment est venu de le présenter, il m'est particulièrement agréable d'y associer tous ceux qui, de différentes manières, m'ont permis de le réaliser.

Un retour en arrière me conduit tout d'abord à Clermont-Ferrand, dans cette terre auvergnate si propice à la géologie, et où l'enseignement que je reçus de MM. les Professeurs M. ROQUES et P. LAPADU-HARGUES devait m'initier parfaitement au métier de géologue tout en m'orientant vers l'étude des roches cristallines. M. ROQUES a bien voulu aujourd'hui s'associer à mon jury, ce dont je le remercie très vivement.

Devenu géologue-pétrographe de l'Université de Clermont-Ferrand, je fus détaché en Novembre 1960 comme géologue militaire au Bureau d'Investissement en Afrique, et je devais rester ensuite jusqu'en 1965 dans une de ses filiales privées, la Société d'Etudes et de Réalisations Minières et Industrielles. D'abord au Sahara Occidental, dans la région de Tindouf, puis en Afrique du Nord, je fus chargé par MM. R. MICHEL et H. CASTRO de différentes missions axées sur des problèmes miniers. Ces années ont été riches d'expériences, et tout particulièrement les premières, où, jeune géologue militaire, j'ai pu participer un peu à l'"aventure saharienne" en compagnie de camarades qui, géologues ou ingénieurs, m'ont beaucoup appris.

Durant ces quelques années, les limites des méthodes classiques de la prospection minière devaient m'apparaître à plusieurs reprises. J'acquis ainsi la conviction que tout au moins dans les vieux pays miniers, seul un renouvellement des connaissances fondamentales dans le domaine de la métallogénie pouvait assurer des chances sérieuses de succès. La possibilité de travailler dans cette voie me fut offerte en Octobre 1965 lorsque j'entrais au Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy pour participer à un programme de Recherches sur l'uranium établi en collaboration avec le Commissariat à l'Energie Atomique.

Le mémoire présenté ici est le bilan de quatre années de recherches, souvent effectuées dans le cadre d'un travail d'équipe, et devant l'ampleur des concours qu'il a reçus, tant dans le cadre du groupe des Sciences de la Terre de Nancy qu'auprès du

1) Ce mémoire a été présenté le 12 février 1970 devant la Faculté des Sciences de Nancy pour l'obtention du grade de Docteur ès-Sciences Naturelles.

Commissariat à l'Energie Atomique, l'auteur ne peut éprouver qu'un sentiment de très grande modestie.

Ma reconnaissance va en premier lieu à M. le Professeur M. ROUBAULT, membre de l'Institut, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière et du Centre de Recherches Radiogéologiques, qui fut l'initiateur de ces recherches. En acceptant de m'accueillir au sein d'une équipe des Sciences de la Terre de Nancy, M. le Professeur ROUBAULT m'a permis de travailler dans des conditions tout à fait exceptionnelles, et il me fait aujourd'hui l'honneur de présider mon jury.

M. le Professeur R. COPPENS, Directeur Adjoint au Centre de Recherches Radiogéologiques, m'a initié à la radiogéologie, science dont il est un des principaux fondateurs. Il m'a enseigné aussi l'art de conduire une recherche dans le prolongement et le respect du travail d'autrui. Pour ce qu'il m'a appris, et pour la bienveillance dont il a toujours fait preuve envers moi, je tiens à lui exprimer toute ma gratitude.

M. A. GANGLOFF, Chef du Département des Recherches Minières du Commissariat à l'Energie Atomique, a toujours porté un très grand intérêt à ces recherches et une collaboration exemplaire a pu s'instaurer ainsi avec les géologues du Commissariat. A mon égard, il a toujours montré beaucoup de compréhension. Sa présence dans mon jury symbolise la part que lui-même et les géologues du C.E.A. ont prise dans ce travail, et c'est pour moi un honneur et un plaisir.

M. H. de la ROCHE, grâce en particulier aux méthodes d'études géochimiques qu'il a mises au point pour les massifs granitiques, a joué un rôle déterminant dans mes recherches. Des nombreuses discussions que nous avons eues ensemble où j'ai pu apprécier sa rigueur et sa clarté d'esprit, j'ai toujours retiré le plus grand profit. Je lui suis tout particulièrement reconnaissant de m'avoir incité et encouragé à écrire ce mémoire, dont il fut ensuite le censeur avisé et qu'il contribua beaucoup à améliorer.

En diverses circonstances, M. le Professeur P. BLAZY, Directeur Adjoint de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie, m'a apporté les conseils et le soutien qui m'étaient nécessaires. Il m'a également encouragé à entreprendre ce travail et je tiens aujourd'hui à l'en remercier sincèrement.

Avec M. H.G. CARRAT, Ingénieur en Chef du Centre de Recherches Radiogéologiques, une collaboration de tous les jours s'est instaurée durant ces quatre années qui a constamment facilité ma tâche, et la confiance qu'il m'a toujours témoignée me fut extrêmement précieuse.

M. A. PUGHON, M. R. PELERIN et M. M. MOREAU qui ont dirigé successivement le service des Recherches de la Division Minière de la Crouzille depuis mon entrée au Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy ont été pour moi des interlocuteurs passionnants. Leur dynamisme, la large ouverture d'esprit qu'ils ont toujours manifestée vis-à-vis des problèmes scientifiques ont contribué très largement à animer ces recherches et à leur conférer des impulsions nouvelles. Les contacts fréquents et amicaux que j'ai eus avec M. M. MOREAU durant l'élaboration et la réalisation de ce travail ont fortement influencé ma démarche, et je tiens à l'en remercier très vivement. M. M. MOREAU a bien voulu aussi revoir ma rédaction, et tout particulièrement pour les problèmes métallogéniques j'ai pu ainsi y apporter des améliorations notables. L'accueil que j'ai toujours reçu sur la Division, la chaleur humaine qui a entouré tous mes déplacements, l'aide matérielle qui m'a été accordée, ont été un encouragement permanent à suivre la voie que j'avais choisie.

En différentes occasions, j'ai été aussi accueilli très chaleureusement par M. H. SANSELME, Chef de la Division du Forez. J'ai eu également des contacts excellents avec M. Y. PUIBARAUD, Adjoint du Chef de Département des Recherches Minières du C.E.A., M. A. GERSTNER, Chef du Service de Recherches de la Division de Vendée, et M. A. GRIMBERT, Chef du Service de Géochimie du C.E.A.

M. G. JURAIN, Professeur à la Faculté des Sciences, m'a fait profiter avec un parfait désintéressement de toute l'étendue de ses connaissances. J'ai eu également recours à lui pour un certain nombre de problèmes personnels et son concours ne m'a jamais fait défaut.

M. P. PERRIN, Secrétaire Général de l'Ecole de Géologie, a toujours manifesté une très grande compréhension vis-à-vis des problèmes d'ordre administratif que j'ai été amené à lui soumettre et il a su les résoudre avec doigté. Ses conseils m'ont été précieux à différentes reprises et je le remercie pour le soutien amical qu'il m'a ainsi apporté.

Les travaux qui nécessitaient l'emploi de la microsonde électronique m'ont conduit à de fréquents séjours dans les laboratoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans-la-Source. M. J. GONI, Chef du Département Laboratoires, m'a toujours reçu très amicalement et sa très grande expérience de l'étude des éléments en traces dont il n'hésita pas à me faire bénéficier m'a été très utile. J'ai pu utiliser ainsi des techniques d'études qui venaient d'être mises au point sous sa direction et ce fut pour moi au début de ces recherches un élément déterminant. Grâce également à l'aide que m'ont apporté MM. R. GIRAUD, F. OBRECHT et C. MONNIER, mes séjours à Orléans furent à la fois agréables et d'un très grand intérêt scientifique.

Je dois à l'efficacité de M. K. GOVINDARAJU, Chef du Service de Spectrométrie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques et à celle de ses collaborateurs d'avoir pu disposer dans les meilleurs délais de très nombreuses analyses de roches d'une excellente qualité.

Ce mémoire repose en partie sur des études réalisées et publiées en collaboration avec MM. J. BARBIER et K. KURTBAS dans le plus parfait esprit d'équipe. Ce travail est donc aussi dans une certaine mesure le résultat de leurs recherches, et il m'est parfois difficile de savoir à qui appartiennent certaines idées souvent débattues. De même, les recherches qu'a menées parallèlement M. J.P. RENARD sur la Division Minière de Vendée nous ont amené à confronter utilement nos opinions sur des problèmes parfois très voisins.

M. Ch. MARQUAIRE, Géologue chargé des Missions Extérieures à la Division Minière de la Crouzille m'a fait bénéficier en de fréquentes tournées sur le terrain de sa grande connaissance de la géologie du Limousin et les contacts que nous avons eus ont toujours été en ces circonstances très amicaux. MM. G. DEYRIEUX, J. DUMAS, R. SENEQUAL, géologues des sièges miniers, ont aussi collaboré de manière active à ces recherches. Les nombreux échantillonnages sur lesquels repose ce travail ont été réalisés avec un soin et une compétence extrêmes par M. P. SOUBIGOU qui fut toujours pour moi sur la Division un interlocuteur particulièrement agréable.

M. B. HASSKO, responsable au Centre du Service de Datation par la méthode au Carbone 14, fut pour moi un parfait camarade dont la sérénité a été un précieux réconfort. M. R. MAGNE, géologue au Commissariat à l'Energie Atomique, détaché au Centre, a montré en permanence dans les rapports de tous les jours un dynamisme commu-

nicatif dont je lui ai toujours su gré. Avec les autres ingénieurs et chercheurs du Centre, MM. Ch. KOSZTOLANYI, J.M. STUSSI, B. CHAROY et P. RICHARD, j'ai eu des échanges de vue nombreux, amicaux et toujours très utiles, ainsi qu'avec M. M. ARNOLD qui collabore un certain temps à nos recherches sur le Limousin.

M. J. VACASSY, puis M. P. MAGNOL, Chefs du Service Intérieur du Centre, m'ont toujours très aimablement facilité la résolution des problèmes matériels.

Enfin, à tous ceux qui m'ont aidé directement dans l'élaboration et la réalisation de ce mémoire, je tiens à exprimer ma reconnaissance : Mme C. PAYAN m'a assisté de façon permanente dans le traitement statistique des données très nombreuses sur lesquelles s'appuie ce travail ; Mme LEBON a posé et développé pour moi près d'un millier de plaques nucléaires dans son laboratoire d'autoradiographie ; M. C. FAYE s'est chargé de l'ensemble des travaux photographiques et a veillé sur la présentation d'ensemble de l'ouvrage ; M. J. COLLIN a exécuté tous les travaux de dessin ; Melle N. SCHMITZ a eu la tâche pénible de déchiffrer mon écriture et de dactylographier le manuscrit de ce mémoire, Mme E. ETIENNE a dactylographié la version définitive et Melle D. UBRICH leur a apporté un concours extrêmement utile ; Mme P. MAGNOL m'a aidé en diverses circonstances avec beaucoup de gentillesse ; Melle A.M. DEVIOT m'a déchargé de nombreux petits problèmes administratifs.

La réception et la préparation des échantillons ont été assurés par M. M. METIN. A différentes reprises, M. H. VOINOT, Mme C. CANIVET, M. R. JEAGY et Melle C. VIEILLOT m'ont apporté leur concours.

Enfin, grâce à M. R. CUNY, j'ai pu bénéficier au mieux dans la phase finale des Services de l'Imprimerie de l'Ecole de Géologie, où Mme FERRARI et Mme NEY, M. C. FAYE et M. J. COLLIN ont réalisé avec une conscience parfaite le tirage et l'assemblage des éléments qui constituent ce mémoire.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	9
<u>PREMIERE PARTIE</u> : TYPOLOGIE DES MASSIFS - EVOLUTION GRANITIQUE	21
CHAPITRE I - LES GRANITES A BIOTITE	21
I - Le massif de Guéret.	21
II - Les granites à biotite de la partie occidentale de la Marche.	58
III - Le Massif d'Aureil.	68
IV - Le granite orienté de la Brame.	77
V - Conclusions à l'étude des granites à biotite.	91
CHAPITRE II - LES GRANITES A DEUX MICAS	
I - Caractères généraux des granites à deux micas.	103
II - Le granite à deux micas de St-Sylvestre : Zonalité pétrographique, géochimique et métallogénique.	108
III - Le granite à deux micas de la Marche - Les différents faciès.	142
IV - Le granite à grain fin à deux micas et andalousite de "type Chateauponsac".	152
V - Etude géochimique comparative du granite de St-Sylvestre et du granite de la Marche pour des degrés de différenciation équivalents. Extension à d'autres massifs. Classement des massifs de granite à deux micas d'après les stades de différenciation correspondants.	156
VI - Relations géochimiques entre les granites à biotite et les granites à deux micas associés. Variations des éléments dans les séquences évolutives respectives.	166
VII - Considérations sur les processus "autométamorphiques" ou "deutériques". Les phénomènes d'altération secondaires et les structures microgranitiques dans les granites à deux micas. Données géochronologiques.	174

VIII - Conclusions à l'étude des granites à deux micas.

DEUXIEME PARTIE : LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM - Variations comparées
du thorium. Aspects métallogéniques. 197

CHAPITRE I - GENERALITES SUR LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM DANS LES
ROCHES GRANITIKUES 197

- I - L'influence de l'altération météorique sur la répartition de l'uranium. Rappel
de quelques données essentielles. 197
- II - Sur le mode de localisation de l'uranium dans les roches granitiques. 198
- III - Données générales sur les teneurs en uranium des roches éruptives. 201
- IV - Sur la démarche méthodologique qui résulte des caractéristiques particu-
lières de la géochimie de l'uranium. 203

CHAPITRE II - LES VARIATIONS DE LA TENEUR ET DU MODE DE REPARTITION
DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN 205

- I - Les granites du massif de St-Sylvestre. 205
- II - Le granite à deux micas de la Marche. Rappel des résultats acquis dans
les massifs de granite à deux micas des Monts de Blond et de Cognac-le-
Froid. 231
- III - Les massifs de granite à biotite de Guéret et de la Marche Occidentale. 237
- IV - Le massif d'Aureil. 240
- V - Caractéristiques générales descriptives de la répartition de l'uranium dans
les granites du Nord-Limousin. 240

CHAPITRE III - GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LES GRANITES DU NORD-
LIMOUSIN. QUELQUES DONNEES SUR LES TERRES RARES
DE LA SERIE DU LANTHANE ET SUR LE ZIRCONIUM 245

- I - La géochimie du thorium dans le massif de St-Sylvestre. 247
- II - La géochimie du thorium dans le massif de granite à biotite de Guéret
et dans le granite à deux micas de la Marche Centrale. 253
- III - La géochimie du thorium dans le Massif d'Aureil. 255
- IV - Variations de quelques Terres Rares (de la série du lanthane) et du zirco-
nium dans le Massif de St-Sylvestre. 255
- V - Variations comparées de l'uranium, du thorium, des Terres Rares de la
série du lanthane et du zirconium. 259

CHAPITRE IV - L'URANINITE DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN. SES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES, SA COMPOSITION ET LA MICROPARAGENESE ASSOCIEE	261
I - Les caractéristiques minéralogiques des cristaux d'uraninite.	263
II - La composition et l'âge des cristaux d'uraninite.	264
III - L'environnement auréolaire des cristaux d'uraninite.	268
IV - Minéraux et éléments associés à l'uraninite : la microparagenèse.	282
CHAPITRE V - LES PRINCIPES CRISTALLOCHIMIQUES ET LA DIFFERENCIATION DES ELEMENTS EN TRACES. LE COMPORTEMENT DE L'URANIUM	291
I - Classification des éléments en traces.	291
II - Les conséquences des règles de la substitution diadochique sur l'évolution d'un certain nombre d'éléments en traces.	295
III - Comportement des éléments susceptibles de former des minéraux séparés.	303
IV - Comportement de l'uranium.	306
CHAPITRE VI - ASPECTS METALLOGENIQUES DES ETUDES GEOCHIMIQUES	309
I - Caractères généraux des filons uranifères intragranitiques français comparés aux caractères de l'ensemble des filons de pechblende européens.	309
II - La localisation des gisements uranifères dans le Limousin et les caractéris- tiques de la roche-support.	313
III - La genèse des gisements d'uranium intragranitiques français : les théories en présence et l'apport des travaux récents.	316
CONCLUSIONS	321
I - L'évolution granitique.	322
II - Les variations de l'uranium primaire à l'état de traces.	330
III - Les variations du thorium, du zirconium et des Terres Rares de la série du lanthane.	334
IV - Les principes cristallochimiques et le comportement des éléments en traces. Les aspects propres à l'uranium.	336
V - Aspects métallogéniques.	340
ANNEXE 1 - Liste des échantillonnages effectués en profondeur.	343
ANNEXE 2 - Liste d'échantillons prélevés en surface choisis comme étant plus particulièrement représentatifs des différents faciès.	347

BIBLIOGRAPHIE	355
TABLE DES MATIERES	379
TABLES DES ILLUSTRATIONS	387
Liste des planches .	387
Liste des figures .	389
Liste des tableaux.	391

INTRODUCTION

Dans beaucoup de domaines de la géologie minière, le besoin s'est fait sentir depuis quelques années d'un renouvellement des méthodes de prospection par une meilleure connaissance des phénomènes géologiques fondamentaux. Il a semblé alors évident que seuls des progrès dans ce sens pourraient conduire à de nouvelles et importantes découvertes et assurer à moyen terme les réserves nécessaires de minerai.

Le présent travail s'inscrit dans le cadre de l'action menée par le Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy. Ce centre, créé par contrat entre le Commissariat à l'Energie Atomique et l'Université de Nancy, était chargé essentiellement à l'origine d'étudier sur le plan de la recherche fondamentale les liaisons susceptibles d'exister entre la radioactivité des roches et la formation des gisements uranifères. Son action s'est étendue depuis à l'étude de l'ensemble des lois et des mécanismes qui régissent la répartition des éléments radioactifs dans les roches et principalement les roches cristallines.

Les buts de l'action entreprise et l'historique des travaux effectués au Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy ont été exposés par Monsieur le Professeur M. ROUBAULT, Directeur du Centre, dans la préface d'un mémoire consacré à la géologie de l'uranium dans le massif de St-Sylvestre (Limousin) qui rassemble les travaux effectués par les ingénieurs du Centre et ceux de la Division Minière de la Crouzille du Commissariat à l'Energie Atomique (Rapport C.E.A. R-3684. "La Géologie de l'Uranium dans le Massif de St-Sylvestre"). Cet ouvrage a été rédigé en 1967, et il fait le point sur les recherches effectuées en 1965 et en 1966. C'était la suite logique des études antérieures réalisées sous l'égide de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.) et sous la responsabilité scientifique de Monsieur le Professeur R. COPPENS, Directeur Adjoint du Centre.

Ce mémoire comprend différents articles portant respectivement sur la géologie du Nord-Limousin, la pétrographie et la géochimie du Massif de St-Sylvestre, la géochimie et la métallogénie de l'uranium, la géochronologie des minerais uranifères (J. BARBIER, H.G. CARRAT, R. COPPENS, H. DOTTIN, Ch. KOSZTOLANYI, Ch. MARQUAIRE, M. MOREAU, G. RANCHIN, J. SENECAI).

Les études ont été réalisées à partir d'échantillonnages effectués par la Division Minière de la Crouzille dont le Service des Recherches était dirigé par M. A. POUGHON. Les prélèvements ont été faits par M.P. SOUBIGOU, sur la base des levées géologiques des équipes du C.E.A., et notamment à partir des travaux de M. Ch. MARQUAIRE.

Sur le plan de la géochimie de l'uranium, deux orientations principales se déga-

geaient de cet ouvrage pour les recherches futures :

- L'étude du comportement de l'uranium à l'état de traces lors des phénomènes d'altération météorique, voie déjà ouverte par les travaux antérieurs de M. ROUBAULT et R. COPPENS (1958 b - 1959).
- L'étude des variations de l'uranium primaire à l'état de traces, non remanié, en rapport avec l'évolution granitique.

Le premier aspect a été à l'origine de la création d'un groupe de recherches pluri-disciplinaires au niveau nancéen.

Le second aspect a pu être développé grâce à de nouveaux échantillonnages toujours effectués par la Division Minière de la Crouzille, M. M. MOREAU ayant succédé en 1968 à M. A. PUGHON comme Chef du Service des Recherches. L'objet du présent mémoire est précisément de réaliser une synthèse des travaux effectués dans ce domaine des variations de l'uranium à l'état de traces en rapport avec l'évolution granitique et d'en tirer les conséquences sur les plans de la géologie du granite et de la métallogénie de l'uranium dans la région étudiée. Dans sa partie descriptive, ce travail s'appuie nécessairement sur un certain nombre d'études qui sont le fruit d'un travail d'équipe et qui ont été réalisées en collaboration avec M. J. BARBIER jusqu'en 1968, puis avec MM. K. KURTBAS et M. ARNOLD.

A - LES BASES METHODOLOGIQUES DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE SYSTEMATIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES

Dans le Limousin, la liaison des gisements d'uranium avec une certaine catégorie de roches granitiques représentée par les granites à deux micas est un fait connu grâce aux travaux effectués par le C.E.A. De même, les phénomènes de zonalité intéressant les minéralisations en étain, wolfram, or, etc ... associées à ces mêmes granites avaient attiré l'attention des spécialistes de la Recherche Minière. (J. GEFFROY et J.A. SARCIA - 1956), (J.A. SARCIA - 1957 - 1958) (A. LAPORTE - 1965) (P. ROUTHIER - 1968, pp. 485-487).

Dans un premier temps, nos travaux ont été orientés logiquement vers la recherche des structures internes des massifs de granite à deux micas, de manière à préciser les caractéristiques pétrographiques et géochimiques éventuelles des roches-supports correspondant aux différentes minéralisations et particulièrement de celles qui contenaient des filons d'uranium.

Une telle recherche doit aboutir à la mise en évidence de pétrostructures définies à partir de critères objectifs dégagés de toute interprétation génétique, suivant des méthodes s'inspirant de "l'anatomie comparée", préconisées par P. ROUTHIER (1963 - 1969) pour le classement des phénomènes géologiques en "types" ou "modèles". Mais la plupart des "pétrotypes" correspondant aux structures ainsi définies sont par excellence ce que P. ROUTHIER (1969) appelle des "faux-types", c'est-à-dire qu'ils correspondent à des stades d'évolution d'un même système. C'est leur succession et leur agencement qui permettent de définir effectivement un modèle d'évolution granitique à l'échelle du massif.

Un aspect essentiel de cette recherche a été l'étude des variations de l'uranium à l'état de traces, teneur, mode de répartition, en fonction de l'évolution observée.

Dans un deuxième temps, compte tenu notamment des problèmes posés par la géochimie de l'uranium, il a été nécessaire de porter le modèle à l'échelle des ensembles,

par l'étude notamment de plusieurs massifs de granites à biotite et la recherche du mode de passage et de types d'association entre ceux-ci et les granites à deux micas.

Mais, dans tous les cas, le problème posé est resté le même : préciser la structure interne de massifs granitiques d'aspect homogène au géologue de terrain. Jusqu'à une date récente, pour des raisons essentiellement matérielles, le géologue ne s'intéressait dans de tels massifs qu'aux roches exceptionnelles, enclaves, filons divers ... Le granite lui-même restait au second plan, et les travaux géologiques sont nombreux où l'étude d'un massif d'un millier de km², ou même plus grand, est effectuée à l'aide d'une dizaine de lames minces et de deux ou trois analyses chimiques. L'analyse chimique n'était conçue que pour résoudre un problème donné.

Or, il s'avère de plus en plus que la recherche de distinctions fines pétrographiques et géochimiques dans des ensembles qui, sur le terrain, apparaissent homogènes, n'est jamais infructueuse. Des différenciations apparaissent : elles s'ordonnent suivant une structure d'ensemble qui peut prendre différents aspects suivant le type de massif considéré.

Si on prend par exemple les massifs de granite à deux micas, leur comparaison se trouvera facilitée par le fait qu'ils vont correspondre à une ou plusieurs zones ainsi définies. Chaque massif va s'intégrer ainsi dans un schéma évolutif pétrographique et géochimique. Ce caractère évolutif de la granitisation est l'aspect majeur qui ressort de telles études, et c'est en fonction de cette évolution que nos recherches sur l'uranium ont été orientées.

L'aspect méthodologique propre à la mise en évidence de distinctions pétrographiques et géochimiques dans des massifs granitiques d'apparence homogène au géologue de terrain a été développé dans une note antérieure (J. BARBIER, G. RANCHIN, H.G. CARRAT, R. COPPENS - 1969). Avant de reprendre certaines conclusions de cette note, il faut souligner tout d'abord que de telles études ne peuvent se développer que dans une région bien connue sur le plan de la géologie régionale et pour laquelle il existe une cartographie de bonne qualité. Il ne peut être question de se substituer au géologue de terrain, mais, au contraire, les études de laboratoire doivent prolonger son action. Dans un dernier stade, qui à l'heure actuelle est à peine ébauché, il faut envisager de quelle manière les distinctions opérées au laboratoire peuvent amener à reconsidérer ou préciser la cartographie existante.

Une première conséquence d'ordre méthodologique est la nécessité d'échantillonnages systématiques du type des échantillonnages géochimiques, les prélèvements pouvant être effectués à une maille régulière ou au hasard à l'intérieur de quadrilatères de dimensions déterminées. Les phénomènes étudiés étant toujours progressifs et les différences faibles, les prélèvements devront être nombreux pour pouvoir donner une image statistique du caractère considéré.

De manière schématique, le plan de travail comporte deux phases principales. Une première série d'études est effectuée sur la base de l'examen pétrographique et de l'analyse des éléments majeurs. Elle concerne l'ensemble des échantillons et elle doit aboutir à l'individualisation des faciès et à la sélection d'échantillons-types représentatifs de ces derniers. Des opérations complémentaires limitées à ces échantillons constituent la base technique de la deuxième phase. Leur nature dépend du problème posé ; les plus courants sont l'analyse des éléments en traces, l'étude des minéraux séparés, etc ...

Le traitement chimique d'échantillons en très grand nombre a été rendu possible grâce à l'installation d'analyse rapide par spectrométrie photo-électrique dont est doté le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. L'analyse en grande série appliquée à l'étude des formations granitiques et métamorphiques et réalisée à partir de cette installation

a été mise en oeuvre pour la première fois dans le massif pyrénéen du Lys-Caillaouas (M. ROUBAULT 1963) (M. ROUBAULT, H. de la ROCHE, 1965).

Les exigences de l'échantillonnage systématique sont rarement compatibles avec le choix de prélèvements sains non altérés, tel qu'un échantillonnage sélectif, effectué par exemple dans des carrières, permet de le réaliser. Il faut donc connaître le sens et l'ampleur des perturbations apportées aux données analytiques par les phénomènes d'altération. Ces perturbations sont telles dans le cas de la géochimie de l'uranium qu'elles nécessitent la mise en oeuvre d'une méthodologie tout-à-fait particulière, maintenant bien connue, et dont nous rappellerons les principes dans la deuxième partie de cet ouvrage. Sur le plan pratique, l'étude géochimique de l'uranium a abouti à la nécessité d'effectuer des prélèvements en profondeur, dans la roche saine, au-dessous de la zone d'altération superficielle, à l'aide de sondages ou en utilisant les travaux miniers situés dans la roche stérile.

Dans l'immédiat, nous développerons les trois problèmes majeurs qui se posent lors de la première phase d'études systématiques en vue de l'individualisation des faciès et de la sélection des échantillons-types :

- le choix de la maille d'échantillonnage.
- l'influence de l'altération sur les éléments majeurs.
- l'utilisation des éléments majeurs dans la mise en évidence de différences chimiques faibles et des tendances évolutives à l'intérieur des massifs granitiques.

Nous verrons ensuite comment l'utilisation des éléments en traces permet de compléter celle des éléments majeurs.

1°) La maille de l'échantillonnage

Ce choix de la maille d'échantillonnage est un problème important car il est bien évident qu'il influe sur l'image finale que l'on se fait du massif granitique, et une maille donnée fera ressortir plus particulièrement un type de structure donné. Le nombre d'échantillons à prélever dépend nécessairement des hétérogénéités qui seront mises en évidence, car il doit pouvoir aboutir à une analyse statistique valable des différents faciès. Il faut remarquer cependant que le rendement d'un échantillonnage n'est pas directement proportionnel à sa densité. Il est essentiel que les structures qu'il fait ressortir soient bien adaptées au problème posé, dans notre cas les variations de l'uranium à l'état de traces. La maille de l'échantillonnage doit également être adaptée à la superficie du massif. L'observation montre en effet que la dimension des structures est en rapport avec celle-ci, et la maille devra être resserrée pour les massifs de petite dimension.

Pour les massifs de l'ordre de 300 à 1200 km², la maille actuellement adoptée est de l'ordre d'un échantillon pour 4 km², soit un échantillon prélevé au hasard à l'intérieur de quadrilatères de 2 km de côté. Les structures que l'on met ainsi en évidence par l'étude pétrographique sont généralement définies par des critères classiques dont seule la distribution était mal connue, mais elles sont parfaitement bien adaptées à la géochimie de l'uranium. Les échantillonnages plus serrés à la maille carrée de 500 m qui ont été effectués sur ces mêmes massifs n'ont pas mis en évidence de structures complémentaires. Les massifs plus petits, de l'ordre de 100 km², peuvent être convenablement représentés par une centaine d'échantillons, comme cela a été le cas pour le massif d'Aureil. Le nombre de 100 échantillons par massif doit être considéré cependant comme un minimum.

Les données bibliographiques qui nous sont apportées par K. R. MEHNERT (1968) révèlent que les auteurs prélèvent généralement entre 0,5 et 2,5 échantillons par km² pour l'étude géochimique systématique des massifs granitiques. Dans le cas des massifs du Limousin, compte tenu de leur aspect très homogène et de la nature du problème posé, les résultats obtenus en prélevant 0,25 à 1 échantillon par km² suivant la superficie du massif se sont révélés satisfaisants. L'étude d'une région beaucoup plus vaste correspondant à l'ensemble du Morvan, soit environ 400 km², a été effectuée par H. G. CARRAT (1969 a) avec une maille encore plus espacée, un échantillon pour 5 à 6 km² dans les massifs granitiques.

Les points de prélèvement ou éventuellement les périmètres des différents échantillonnages utilisés dans ce travail et réalisés par la Division Minière de la Crouzille sont reportés sur la planche 15 (hors-texte). Sont également reportés l'emplacement des sondages et des échantillonnages dans les mines effectués dans le cadre des opérations de recherche fondamentale, de même que l'ensemble des points correspondant aux sondages miniers dont nous possédons un ou plusieurs fragments de carottes.

2°) L'altération superficielle et l'interprétation des résultats analytiques du dosage des éléments majeurs

Lorsque la valeur de la perte au feu (à 950°) d'un échantillon de granite est inférieure à 1 %, cet échantillon est généralement considéré comme chimiquement non altéré en ce qui concerne les éléments majeurs. L'effet sur ces éléments peut cependant ne pas être nul : le degré d'oxydation du fer ferreux est en particulier un critère plus sensible que la perte au feu. De toute manière, la plupart des échantillons prélevés en surface ont une perte au feu dont la valeur s'échelonne entre 1 et 2 %, parfois plus : les modifications apportées aux éléments majeurs sont donc réelles et il faut en tenir compte dans l'interprétation des analyses chimiques.

Les effets de l'altération superficielle sur les éléments majeurs dans les roches granitiques sont maintenant bien connus en raison du très grand nombre de travaux qui ont été consacrés à ce problème. Nous citerons ceux effectués à Nancy au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques et au Centre de Recherches Radiogéologiques, et qui sont susceptibles d'une application immédiate dans le type de recherche effectuée. Certaines études ont été consacrées au bilan chimique de l'altération commençante (H. de la ROCHE et al. - 1966) (P. ISNARD et H. de la ROCHE - 1966). Les résultats obtenus rejoignent les observations faites dans les granites à deux micas du Limousin grâce aux sondages. L'oxydation du fer ferreux, les départs de Na et Ca et l'augmentation de la perte au feu en rapport avec le degré d'altération sont les phénomènes les plus spectaculaires constatés dans ces sondages (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 a) (J. BARBIER et R. MAGNE - 1969). La relation inverse entre la teneur en sodium et la perte au feu est même linéaire comme cela a été constaté dans plusieurs sondages (J. BARBIER et R. MAGNE - *ibid*).

D'une manière générale, il ne faut pas se cacher que l'image que nous donne l'échantillonnage de surface de la composition en éléments majeurs est légèrement déformée. Nous en verrons de nombreux exemples, deux notamment qui sont illustrés par les tableaux 18 et 31 et par les tableaux 21 à 22 bis. Dans le cas général, les teneurs en SiO₂, Na₂O, CaO sont inférieures aux teneurs réelles ; au contraire, les teneurs en K₂O, Fe₂O₃, TiO₂ sont sur-évaluées, car la perte de poids qui résulte du départ des éléments précédents se fait à volume constant et entraîne une diminution de la densité. Il est donc nécessaire de toujours comparer des roches ayant sensiblement le même degré d'altération. De l'examen des tableaux cités précédemment,

il résulte en particulier que toute comparaison est impossible entre les compositions chimiques établies à partir d'échantillons prélevés en profondeur et en roche saine et celles établies à partir d'échantillons prélevés en surface.

3°) Utilisation des éléments majeurs dans la mise en évidence de différences chimiques faibles et des tendances évolutives à l'intérieur des massifs granitiques

Les différences chimiques qui sont concernées par les études sur la zonalité des massifs granitiques sont faibles, et leur ordre de grandeur ne dépasse pas bien souvent celui des écarts analytiques ou des variations dues à l'altération. Cette difficulté a été surmontée, d'une part par l'emploi de tests statistiques pour juger de la signification des différences observées entre les moyennes correspondant à différents faciès, d'autre part sur le plan de la représentation par l'utilisation de diagrammes conçus pour la mise en évidence de variations chimiques faibles dans les massifs granitiques, les diagrammes de H. de la ROCHE. Au demeurant, la méthode d'étude est restée classique : individualisation des faciès par l'observation pétrographique, calcul de la composition des faciès et recherche de la valeur des différences observées, examen des groupements de points correspondant à chaque faciès sur les diagrammes chimico-minéralogiques. Autrement dit, l'utilisation des données géochimiques est restée subordonnée dans une large mesure aux résultats de l'étude pétrographique. Une autre méthode aurait consisté à individualiser des "faciès géochimiques" directement à partir des données chimiques, soit par la recherche de groupements sur les diagrammes, comme cela a été fait par H. de la ROCHE et J.P. Von ELLER (1969) dans le massif granitique vosgien du Champ-du-Feu, soit par la mise en évidence de populations à partir des histogrammes de distribution des éléments. Le caractère très progressif des variations chimiques tel qu'il apparaît sur les diagrammes, les difficultés rencontrées pour donner une signification pétrographique aux populations issues des histogrammes ont fait prévaloir la première méthode. Dans la pratique, cependant, les résultats obtenus témoignent d'une confrontation et d'un "va et vient" permanent entre les résultats de l'étude pétrographique et les données de l'analyse chimique.

Les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE.

Les tendances évolutives à l'intérieur des massifs granitiques.

Ces diagrammes sont construits avec des paramètres qui expriment les variations respectives des minéraux cardinaux et essentiels du granite. Outre l'intérêt représenté par cette signification minéralogique, le fait de porter suivant un même axe les éléments qui s'opposent durant l'évolution granitique permet la mise en évidence de différences chimiques faibles. Les diagrammes usuels (H. de la ROCHE - 1963, 1966) sont construits avec en abscisse : $K - (Na + Ca)$ et en ordonnées : $Si_3 - (Na + K + 2 Ca/3)$ ou $Fe + Mg + Ti$, ces deux derniers paramètres exprimant sensiblement les proportions de quartz et d'éléments ferro-magnésiens. Sur une suggestion de H. de la ROCHE, nous avons utilisé pour les granites à deux micas le paramètre $(K + Ca) - Na$ en abscisse qui rend mieux compte des variations de l'albite opposées dans ces granites à celles du feldspath potassique et de l'anorthite.

En raison de la signification minéralogique des paramètres, ces diagrammes révèlent la tendance évolutive réelle des ensembles granitiques. Autrement dit, l'axe tracé d'après l'alignement des points représentant un ensemble granitique figure le sens de l'évolution à l'intérieur de cet ensemble. Les granites peuvent être classés ainsi d'après leur tendance évo-

lutive. Etant donné que tous les massifs étudiés présentent un phénomène d'évolution interne, on conçoit l'intérêt d'une telle classification même si elle recoupe des données traditionnelles. Il est bien certain qu'à l'avenir les données à caractère évolutif prendront le pas dans la géologie des granites sur les classifications à caractère systématique.

Comparaison statistique entre les moyens chimiques.

Au calcul généralement utilisé des intervalles de confiance à un seul déterminé, nous avons préféré, pour apprécier la signification des différences observées entre les moyennes de deux ensembles, utiliser un test à réponse nette, celui de la variable

$$t = \frac{d}{\sigma d} \quad (\text{ou } d = m_1 - m_2) = \frac{m_1 - m_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}} \quad (\text{E. MORICE et F. CHARTIER - 1954}).$$

Les moyennes des deux ensembles suivent une loi normale d'écart-type égal respectivement à $\sigma_1 / \sqrt{n_1}$ et $\sigma_2 / \sqrt{n_2}$. Si les deux ensembles ont la même moyenne, on a :

$$E(D) = 0 \text{ et } \sigma d = \sqrt{\sigma_{m_1}^2 + \sigma_{m_2}^2} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}$$

La variable t peut être considérée dans ce cas comme une variable d'espérance mathématique nulle et d'écart-type égal à l'unité. Il en résulte que si la valeur calculée de t est supérieure à l'intervalle d'acceptation donné par la table de la loi normale réduite en fonction du seuil de probabilité choisie (2,58 au seuil 0,99 - 1,96 au seuil 0,95), les différences observées sont significatives au seuil correspondant.

L'intérêt de ce test est qu'il s'applique aux populations qui ne sont pas normales, ce qui est le cas général. Il faut simplement que n_1 et n_2 soient égaux au moins à une trentaine, de manière à ce que les écarts-types observés soient des estimations valables des écarts-types réels dans chacune des deux distributions

Lorsque n_1 et (ou) n_2 sont inférieurs à 30, dans le cas de populations normales dont le test de Snédécour a démontré l'identité des variances, on peut utiliser la variable

$$t = \frac{m_1 - m_2}{\sqrt{V^*/n_1 + V^*/n_2}} \quad \text{qui suit une loi de STUDENT-FISHER correspondant au nombre}$$

de degrés de liberté $V = n_1 + n_2 - 2$. Si les moyennes sont égales, t doit être comprise dans l'intervalle ($-t_s$, $+t_s$) donné par la table de STUDENT-FISHER et correspondant au seuil de probabilité choisi.

Lorsque les populations ne sont pas normales, si n_1 et (ou) n_2 sont inférieurs à 30, il n'est plus possible de tester statistiquement une différence entre deux moyennes.

4°) Utilisation des éléments en traces.

L'expérience pratique montre que bien souvent les éléments en traces relaient très efficacement les éléments majeurs pour la mise en évidence de différences chimiques faibles lorsque les variations de ces derniers diminuent au point de ne plus être significatives. Cela est d'autant plus vrai si l'analyse porte sur les fractions minérales séparées, car les variations sont plus marquées ; c'est le cas notamment pour la biotite et le feldspath

potassique. Il est d'ailleurs à remarquer que les variations de la composition en éléments majeurs des minéraux reflètent aussi bien souvent en les amplifiant les variations observées dans la roche.

Pour les éléments en traces qui apparaissent toujours à des teneurs assez fortes, de l'ordre d'une centaine à plusieurs centaines de $\mu\text{g/g}$, et qui sont les constituants habituels de certains minéraux, où ils occupent les sites structuraux des éléments majeurs, les variations ont un caractère progressif comme pour ces derniers, mais elles sont en valeur relative beaucoup plus accentuées. C'est le cas par exemple pour le baryum, le strontium, entre autres. Pour beaucoup d'éléments rares, dont les teneurs dépassent à peine le plus souvent le seuil limite inférieur du dosage par voie spectrochimique, un enrichissement net est observé dans certains types de granite. C'est le cas par exemple pour le béryllium, l'étain, entre autres. Aussi, la géochimie des éléments en traces ne nécessite généralement qu'un nombre réduit d'échantillons, choisis comme étant représentatifs des principaux faciès dégagés par l'étude pétrographique et la géochimie des éléments majeurs.

B - LE SUPPORT GEOLOGIQUE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE SYSTEMATIQUE DES MASSIFS GRANITQUES DANS LE LIMOUSIN

La mise en oeuvre d'études pétrographiques et géochimiques systématiques sur des massifs granitiques nécessite une bonne connaissance géologique générale de la région intéressée et l'existence d'une cartographie suffisamment précise.

Ces conditions étaient réalisées dans le Limousin, grâce, d'une part à la remarquable synthèse régionale que représente la thèse de M. CHENEVOY (1958), et d'autre part aux travaux effectués par le Commissariat à l'Energie Atomique. La prospection du Limousin fut entreprise en 1947 avec la reconnaissance des filons de pegmatites des Monts d'Ambazac où l'existence de minéraux uranifères secondaires était connue. Les zones pegmatitiques se révélèrent rapidement sans intérêt et les travaux se développèrent dans le granite : de nombreuses découvertes d'indices et de gisements devaient suivre celle du filon Henriette, d'où fut extrait le 25 novembre 1948 le premier échantillon français de pechblende massive.

Les travaux de prospection dans le Limousin furent précédés ou accompagnés d'études géologiques détaillées effectuées dans les secteurs les plus intéressants par les géologues de la Division Minière de la Crouzille, comme cela fut fait dans les autres grandes provinces granitiques uranifères françaises (Vendée, Forez, Morvan). Ces travaux conduisirent à une première description d'ensemble effectuée par J. et J.A. SARCIA (1962) comprenant une étude géologique du massif de la Haute Vienne et une monographie des gîtes et gisements d'uranium qu'il renferme. Plus récemment, une mise au point sur les connaissances acquises grâce aux travaux géologiques du C.E.A. a été faite par Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969) : cette étude est accompagnée d'une carte géologique au 1/100 000 du Nord-Limousin établie par Ch. MARQUAIRE à partir des levées effectuées par les équipes du C.E.A. Ce document a constitué la base cartographique principale de nos études. Pour les secteurs qui n'y figurent pas, nous avons utilisé les feuilles Guéret et Aubusson de la carte géologique de la France au 1/80 000 (2e éd.) publiées respectivement sous la direction de M. CHENEVOY et F.H. FORESTIER.

On trouvera dans l'ouvrage de M. CHENEVOY une bibliographie complète des travaux géologiques antérieurs à 1958 portant sur cette région du Nord-Limousin. Ces

travaux sont fort nombreux. Certains d'entre eux, et d'autres plus récents, seront évoqués au moment opportun.

C - OPERATIONS TECHNIQUES

Les techniques utilisées concernent essentiellement le repérage des minéraux radioactifs, le dosage de l'uranium et du thorium dans les minéraux et dans les roches, le dosage des éléments majeurs et des éléments en traces autres que les éléments radioactifs dans la roche.

1°) Repérage et analyse des minéraux radioactifs

Les minéraux et produits radioactifs sont repérés au microscope dans les lames minces grâce à la technique de l'autoradiographie mise en oeuvre au Centre de Recherches Radiogéologiques par R. COPPENS (1949 - 1958) (laboratoire de Mme LEBON). Rappelons qu'on enregistre les traces alpha émises par les éléments radioactifs à l'aide d'émulsions photographiques très sensibles sous forme de plaques dites "plaques nucléaires" qui sont laissées au contact de la lame mince un temps déterminé. Nous avons utilisé des plaques Ilford K₂, d'une épaisseur de 50 μ , et le temps de pose généralement adopté a été de un mois. L'autoradiographie est une méthode extrêmement sensible qui permet de déceler des activités très faibles, jusqu'à 5.10^{-19} g d'uranium par gramme ou $1,5.10^{-9}$ g de thorium par gramme selon S. DEUTSCH (in R. COPPENS - 1958).

L'autoradiographie permet le dosage des éléments radioactifs après numération des rayons alpha émis en un temps déterminé si les familles radioactives sont en équilibre. Les méthodes mises au point par R. COPPENS (ibid.) permettent théoriquement de calculer les proportions respectives d'uranium et de thorium, mais le calcul du rapport Th/U demande un travail de comptage long et minutieux : aussi, les résultats sont le plus souvent exprimés sous forme d'équivalent/uranium, c'est-à-dire que l'on calcule la quantité d'uranium seul qui correspondrait à l'activité observée.

Les dimensions très petites de minéraux radioactifs, qui sont généralement de l'ordre de quelques dizaines de microns, les difficultés que l'on rencontre à évaluer les proportions respectives d'uranium et de thorium ont toujours posé de nombreux problèmes d'identification aux spécialistes de la géologie nucléaire. Dans le cadre de ce travail, ces problèmes ont été pour la plupart résolus grâce à l'analyse ponctuelle des minéraux à la microsonde électronique qui s'est révélée rapidement un outil indispensable. Dans les chapitres consacrés à la géochimie de l'uranium, nous verrons les modalités d'utilisation de cet appareil vis à vis des problèmes posés. L'inconvénient réside dans le fait que la limite inférieure de dosage est assez élevée, environ 1 % pour l'uranium et le thorium dans les cas considérés. Nous avons utilisé une microsonde CAMECA installée dans le Centre Scientifique et Technique du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans-la-Source. Les analyses ont été effectuées directement sur lame mince polie suivant des techniques de préparation et avec un aménagement particulier de la sonde utilisée pour la première fois par J. GONI (1966), la mise en oeuvre des opérations étant assurée principalement par M. R. GIRAUD, ainsi que par MM. C. MONNIER et F. OBRECHT.

2°) Dosage de l'uranium - Fluorimétrie

Le dosage de l'uranium dans les minéraux est effectué dans le laboratoire de fluorimétrie du Centre de Recherches Radiologiques. A l'aide d'un fluorimètre type C.E.A., on mesure l'intensité de la fluorescence d'un sel d'uranyle fixé sur un support fluoré et excité par une lumière ultra-violette. Les changements apportés à la méthode de dosage à partir de 1967 dans les phases d'attaque et d'extraction nous ont posé des problèmes sérieux pour la comparaison entre les résultats obtenus avec les deux méthodes :

- Dans l'ancienne méthode, mise au point par G. JURAIN (1962), l'attaque préalable est effectuée à l'eau régale ; après une phase de purification réalisée grâce à une précipitation à l'ammoniaque qui permet d'éliminer les métaux au-dessus du groupe IV, la méthode comporte deux phases d'extraction en milieu nitrique au tributylphosphate et une phase terminale d'extraction au carbonate d'ammonium à 20 %. La solution de nitrate d'uranyle dans le carbonate d'ammonium est fixée sur un support fluoré par fusion avec une pastille de "flux" (900 g. de Na_2CO_3 pour 100 g de NaF).

- Dans la nouvelle méthode, mise en oeuvre essentiellement pour améliorer le rendement, et qui est celle utilisée par le Service de Géochimie du C.E.A. (P. BERTHOLLET - 1958), l'attaque à l'eau régale est remplacée par une attaque fluoperchlorique, l'extraction par voie chimique par une extraction sur papier chromatographique. Le papier est grillé et le résidu fixé par fusion sur la pastille de "flux".

La seconde méthode donne de manière systématique des valeurs plus fortes pour un même échantillon. Cela peut être attribué à l'amélioration de l'attaque. Il en résulte également que le pouvoir séparateur est plus élevé et des variations ont été observées dans des séries d'échantillons qui avaient donné des résultats homogènes. De manière à pouvoir comparer les résultats obtenus par les deux méthodes, des séries d'analyses ont été effectuées pour pouvoir établir un facteur de conversion. En fait, ce facteur varie selon le type de granite, l'état d'altération de la roche, et de manière générale avec tout ce qui agit sur le mode de localisation de l'uranium. Il est au minimum égal à 1,10 mais peut être beaucoup plus élevé. Aussi, chaque cas demande un examen particulier. En pratique, lorsque le problème posé nécessitait des comparaisons précises et mettait en jeu des différences faibles, nous avons analysé à nouveau les échantillons traités par l'ancienne méthode, si bien que nous ne rencontrerons pratiquement pas de difficultés inhérentes à cette conversion et aucun résultat majeur n'en dépendra.

Le dosage de l'uranium par fluorimétrie se fait avec une erreur relative maximum de 30 %.

3°) Dosage du thorium

Le thorium est dosé au Centre de Recherches Radiogéologiques par spectrométrie gamma, à l'aide d'un appareil Intertechnique SA 40 B, suivant une méthode mise au point par P. RICHARD (1966) qui est basée sur l'évaluation de l'aire du pic 2,62 MeV du thorium C". L'erreur relative maximum est égale à 5 %.

4°) Dosage des éléments majeurs

le dosage des éléments majeurs a été effectué par spectrométrie photo-électrique

dans le Service de Quantométrie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, ce service étant dirigé par M. K. GOVINDARAJU. Les dosages sont réalisés avec un quantomètre A.R.L., suivant la méthode exposée par M. ROUBAULT, H. de la ROCHE et K. GOVINDARAJU (1964). L'analyse effectuée en routine fournit 10 éléments : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 et la perte au feu à 950° . Des dosages complémentaires par voie chimique du fer ferreux et du phosphore, ainsi que ceux du gaz carbonique et de l'eau d'hydratation ont été faits dans le laboratoire de chimie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, ce laboratoire étant dirigé par M. M. VERNET.

5°) Dosage des éléments en traces (autres que l'uranium et le thorium)

Pour le dosage des éléments en traces, il a été fait appel à des techniques différentes et aussi à plusieurs laboratoires.

Plusieurs séries d'analyses des éléments courants (Ba, Sr, Sn, Cu, Ca, Be, V, Pb, Zn, B, Zr, Co, Cr, Ni) ont été effectuées à l'aide d'un spectrographe à prisme et enregistrement photographique au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Les résultats sont semi-quantitatifs et permettent seulement l'étude des variations relatives, mais le pouvoir séparateur est excellent.

Une série d'analyses portant sur les mêmes éléments a été effectuée par spectrométrie optique d'émission à l'aide d'un quantomètre dans les laboratoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans-la-Source. La méthode utilisée a été exposée par J. Y. MOAL et al. (1968).

Les alcalins rares ont été dosés par absorption atomique au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques.

Les terres rares ainsi que le tantale ont fait l'objet d'une série de dosages par activation neutronique dans les laboratoires du Commissariat à l'Energie Atomique à Fontenay-aux-Roses. Les méthodes d'analyse par activation neutronique de certains éléments à l'état de traces dans ces laboratoires ont été exposés par J.C. SCHILTZ (1968).

Les teneurs déterminées pour le même élément dans les différents laboratoires ne sont pas toujours comparables. Les écarts analytiques sur les valeurs absolues sont souvent incontestables. Il faut donc se limiter à l'étude des variations relatives dans les séries d'analyses effectuées avec la même méthode. Pour les analyses au spectrographe à prisme, seuls les résultats enregistrés sur la même plaque (35 au maximum) sont comparables entre eux.

D - LE PLAN DE L'OUVRAGE - SON ORIENTATION

Cet ouvrage est subdivisé en deux parties :

- La première partie traite de la typologie des massifs granitiques et des phénomènes d'évolution qu'elle implique, sur la base des structures pétrographiques et géochimiques reconnues dans les différents massifs étudiés.
- La seconde partie traite essentiellement de la géochimie de l'uranium, et à un degré moindre de celle du thorium et des terres rares, considérée dans trois aspects essentiels : l'aspect descriptif et statistique en fonction de l'évolution granitique, l'aspect théorique en

fonction de cette même évolution et dans le cadre plus général des règles cristallo-chimiques qui régissent la répartition des éléments en traces dans les roches granitiques, enfin l'aspect métallogénique sous l'angle des caractéristiques de la roche-support des minéralisations uranifères.

Le plan de la première partie a été conçu sur la base d'une distinction entre les granites à biotite et les granites à deux micas. Cette séparation pourrait paraître un peu simpliste. En réalité, elle correspond à une coupure fondamentale entre deux modes d'évolution différents correspondant respectivement à ces deux types de granite, et elle se trouve dès lors parfaitement justifiée.

Dans le cadre régional considéré, les variations essentielles de l'uranium sont liées aux aspects néoformés de l'évolution granitique, et non à la nature de l'héritage métamorphique et sédimentaire, d'où le titre de l'ouvrage "uranium et différenciation granitique". Dans un cadre élargi, qui sortirait des limites de la province métallogénique et géochimique, il pourrait ne pas en être de même. Le titre a donc été choisi à dessein et sa définition est volontairement plus restrictive que l'aurait été "uranium et évolution granitique". Par différenciation, on entend l'ensemble des processus qui conduisent à une redistribution de la matière lors de la granitisation. Compte tenu de l'orientation de nos études axées sur le problème de l'uranium, l'accent a été mis par nécessité sur ce qui, dans les structures reconnues, relevait de ces processus.

PREMIERE PARTIE

TYPOLOGIE DES MASSIFS - EVOLUTION GRANITIQUE

CHAPITRE I

LES GRANITES A BIOTITE

I - LE MASSIF DE GUERET

Le secteur étudié correspond à la moitié occidentale du massif de Guéret, c'est-à-dire à la région qui est située à l'Ouest de la vallée de la Creuse. Cette vallée suit une très grande faille orientée SE-NO, et, encastrée dans cette zone de fracturation, on trouve un lambeau de houiller, le bassin stéphanien d'Ahun.

La surface du secteur étudié, qui englobe également la bande de granite à deux micas de la Marche située au Nord, est d'environ 1300 km². Il a été prélevé 267 échantillons, soit environ un échantillon pour 5 km², dont 230 dans le granite de Guéret.

Dans cette région, le granite de Guéret est limité de tous côtés par des failles, sauf au Nord où il est recoupé par le granite à deux micas de la Marche. La faille bordière Sud est orientée ESE-ONO ; elle est connue sous le nom de faille de la Pouge au Nord du plateau de Millevaches, et sous le nom de faille d'Arrènes au Nord du massif de St-Goussaud. A l'Est, la faille de Bussière-Madeleine, de direction sensiblement Nord-Sud, sépare le massif de Guéret de la partie Nord de la chaîne de la Haute Vienne formée ici par le granite de la Brame.

La partie occidentale du massif de Guéret a été étudiée en particulier par J. GROLIER (1953), M. CHENEVOY (1958), J. FAURE (1963), ce dernier auteur ayant plus particulièrement traité le problème des enclaves du granite. Ces travaux donnent une excellente vue d'ensemble, mais les moyens mis en oeuvre n'ont évidemment pas permis de dégager les structures internes du massif. M. CHENEVOY en particulier n'a disposé que de trois analyses de granite et d'une analyse d'anatexite pour toute cette région.

L'étude des échantillons prélevés par la Division Minière de la Crouzille a été effectuée au Centre de Recherches Radiogéologiques entre le mois d'Octobre 1967 et le mois de Juillet 1968 par M. ARNOLD, K. KURTBAS et l'auteur. L'individualisation des différents faciès pétrographiques a été faite par K. KURTBAS et l'auteur, alors que M. ARNOLD se livrait à des recherches extrêmement détaillées sur les plagioclases.

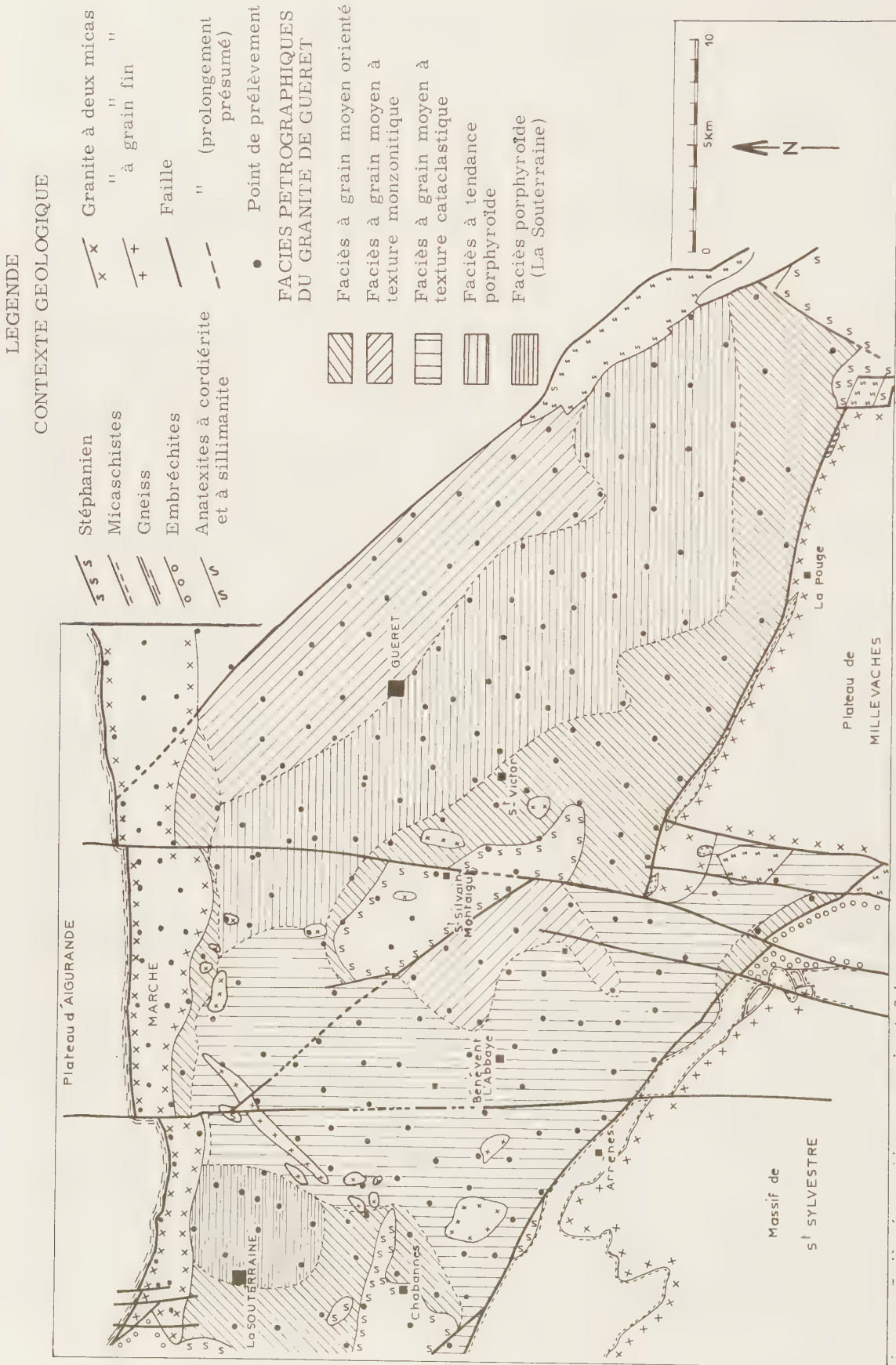


Figure 1 - Faciès pétrographiques du granite de Guéret (d'après M. ARNOLD, K. KURTBAS et G/ RANCHIN - 1968)

Les contours géologiques ont été relevés sur les documents ci-après :

- a - Esquisse géologique et tectonique du Nord-Limousin (Commissariat à l'Energie Atomique - Division de la Crouzille - 20-4-1968)
- b - Carte géologique de la France au 1/80 000 - Feuille Aubusson (2e édit. - 1963).

Ce travail a donné lieu à deux publications, dont l'une en collaboration avec Ch. MARQUAIRE de la Division Minière de la Crouzille (M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN, 1968) (K. KURTBAS, Ch. MARQUAIRE et G. RANCHIN, 1969). En pétrographie, pour ce qui concerne l'aspect proprement descriptif, nous rappellerons l'essentiel de ces travaux. La géochimie a par contre été approfondie notamment par l'apport de données sur les éléments en traces.

Nous envisagerons tout d'abord l'étude des différentes structures mises en évidence dans le granite, et nous verrons à quelles différenciations pétrographiques et géochimiques elles se rattachent. Les caractères des anatexites à cordiérite ou "gneiss d'Aubusson", dont il existe deux panneaux importants à l'intérieur du granite dans le secteur étudié, seront ensuite décrits sommairement.

A - LES STRUCTURES PETROGRAPHIQUES DU GRANITE DE GUERET

L'étude pétrographique détaillée des échantillons prélevés a permis d'individualiser un certain nombre de zones qui correspondent à un nombre limité de faciès, cinq au total (figure 1) :

- le faciès orienté, à grain moyen et texture planaire.
- le faciès à tendance porphyroïde oriental.
- le faciès porphyroïde de la Souterraine.
- le faciès à grain moyen et à texture cataclastique.
- le faciès à grain moyen et à texture monzonitique.

Précédemment, le deuxième faciès et le granite de la Souterraine avaient été groupés sous le nom de "faciès porphyroïde". A la suite d'une tournée sur le terrain, il nous a semblé utile de les séparer. En effet, si le granite de la Souterraine est peu étendu, bien délimité et à structure franchement porphyroïde, il est difficile de retrouver sur le terrain les caractéristiques mises en évidence au laboratoire qui nous avaient permis de définir un faciès porphyroïde oriental. Si la structure y est parfois franchement porphyroïde, il arrive fréquemment que les porphyroblastes soient très espacés, comme dans les carrières du Maupuis, au Sud-Ouest de Guéret. Dans tous les cas cependant, l'observation microscopique met en évidence un développement du feldspath potassique en grandes plages qui justifie la distinction effectuée, même si cela n'est pas toujours perceptible sur le terrain mais, en l'occurrence, nous avons préféré séparer ce faciès oriental du granite de la Souterraine en soulignant dans sa définition qu'il accuse simplement une tendance porphyroïde.

Il est important de souligner que les textures cataclastiques, si elles sont très accentuées dans le faciès n° 4, ne sont véritablement absentes que du faciès à texture monzonitique. Une partie des déformations observées a affecté la roche pendant la cristallisation, tout au moins nous avons observé certains phénomènes qui sont considérés classiquement comme révélateurs de déformations para-cristallines. C'est le cas pour les biotites tordues et étirées, mais parfaitement fraîches, ainsi que pour les cristallisations de quartz en plages étirées et engrenées. Le feldspath potassique est le moins affecté par ces phénomènes, et il est donc normal que son développement dans les faciès porphyroïdes oblitère un peu cette texture cataclastique. Plus faciles à mettre en évidence sont les fracturations postérieures à la cristallisation. Les feldspaths ont été cassés et ressoudés par du quartz.

En particulier auprès des failles, nombreuses sont les recristallisations de quartz à forme géométrique et de biotite en fines lamelles de couleur claire. Ces déformations ont eu pour conséquence gênante d'engendrer de fausses textures à cloisons qui rendent encore plus difficile la recherche de distinctions fines.

Le fait que sur une grande partie de son étendue le granite de Guéret présente une texture cataclastique est de toute façon le meilleur signe d'un caractère syntectonique. Il est aisé de voir d'autre part sur la figure n° 1 que la disposition et l'allongement de certaines structures se font parallèlement aux grandes directions tectoniques SE-NO à ESE-WNW du massif ou même sont en liaison étroite avec certains accidents.

L'étude pétrographique montre clairement qu'il n'y a pas de discontinuité entre tous ces faciès qui passent très progressivement les uns aux autres. Cela vient confirmer l'impression d'ensemble que donne d'emblée l'examen des variations géochimiques, et nous permet d'affirmer que toutes les structures mises en évidence appartiennent à une seule granitisation.

Nous rappellerons rapidement les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des principaux faciès observés, en insistant plus particulièrement sur certains points, qui, à la suite des discussions que nous avons pu avoir depuis la rédaction de la première étude effectuée sur le massif de Guéret, notamment avec H. de la ROCHE, nous paraissent devoir être soulignés.

1°) Observations générales sur les caractères pétrographiques du granite de Guéret

A côté des minéraux cardinaux, de la biotite et de la cordiérite, le granite de Guéret peut contenir de la muscovite, de la sillimanite et de la tourmaline, avec la présence constante d'apatite et de différents minéraux accessoires radioactifs de petite taille qui seront étudiés dans la deuxième partie de cet ouvrage.

La cordiérite n'est pas également répartie dans tous les faciès, mais son habitus ne change pas. Elle se présente en grands cristaux automorphes, avec souvent des inclusions de quartz, et elle est presque toujours altérée en pinite et en gigantomolite.

La sillimanite apparaît en fines aiguilles à l'intérieur de la cordiérite. En habitus isolé, elle est rare et ne paraît pas avoir de signification particulière quant à sa répartition.

La tourmaline a été observée le plus fréquemment au Nord, au voisinage du granite à deux micas de la Marche. Il serait logique de supposer qu'elle est une manifestation liée à la mise en place de ce granite, le front du bore pouvant s'étendre bien au-delà du domaine spatial des granites auxquels il se rattache. Mais il existe aussi de la tourmaline dans la partie centrale et orientale du massif de Guéret, et cette hypothèse ne peut être retenue.

Le principal critère de différenciation dans le granite de Guéret est la texture, dans la mesure précisément où ses variations les plus significatives se rattachent à des transformations minéralogiques : morphologie et abondance du feldspath potassique, de la biotite et du quartz, évolution de la composition des plagioclases. L'étude très détaillée qui a été faite des plagioclases par M. ARNOLD montre que si dans l'ensemble l'évolution de leur composition suit assez bien les variations de faciès, elle ne saurait être utilisée pour délimiter des structures. De manière constante, les plagioclases sont automorphes et zonés, avec deux types principaux :

- le premier type est caractérisé par une bordure à 20 % d'anorthite ; il se subdivise

en plusieurs sous-types suivant le pourcentage d'anorthite au coeur (entre 50 et 25 %) et donc l'amplitude du zonage.

- Le second type se caractérise par un liséré périphérique d'oligoclase acide ou d'albite (An 8 % à An 15 %), avec un zonage central, la teneur en anorthite variant de 25 % au coeur jusqu'à 20 % à la limite du liséré.

Le type 2 prédomine nettement dans les faciès porphyroïdes et leurs bordures, mais il existe accessoirement dans les autres faciès, et il a été observé également dans les anatexites à cordiérite. Il y a généralement coexistence dans une même lame de deux plagioclases à composition différente, avec parfois une discontinuité très nette. C'est ainsi que le type 2 peut coexister avec les termes les plus calciques du type 1, et on pourrait dire de façon imagée qu'il apparaît de "manière intrusive", sans que soient présentes les variétés intermédiaires. Ces quelques observations rendent parfaitement compte de la difficulté qu'il y aurait à vouloir utiliser les plagioclases comme critères de différenciation.

2°) Description et caractères distinctifs des principaux faciès

a - Le faciès orienté

Le faciès orienté se localise autour des anatexites à cordiérite de Chabannes et du granite de la Souterraine à l'Ouest, autour des anatexites de St-Sylvain-Montaigut et le long de la faille de La Pougé à l'Est. En fait, les roches qui par leur composition minéralogique sont véritablement caractéristiques de ce faciès ont surtout été décelées en bordure des panneaux d'anatexites, également près de La Pougé, et elles sont assez peu nombreuses. Mais les variations étant très progressives et le seul critère véritablement utilisable pour délimiter ce faciès étant la texture, nous avons dû ranger dans le faciès orienté des roches qui par leur composition minéralogique s'écartent assez nettement de la définition type. Il y a évidemment là un problème de coupure, que l'on retrouvera avec les autres faciès, mais il ne faut pas oublier que le but essentiel de notre démarche est de reconstituer la structure du massif et d'en donner une image d'ensemble, et non d'établir une cartographie.

Le faciès-type se caractérise par sa texture planaire. L'orientation est particulièrement bien marquée par suite de l'abondance de la biotite qui se dispose en lits épais ou en cloisons entre les feldspaths (Pl. I). Les plages de feldspath potassique sont rares et peu développées. Souvent ces roches ne contiennent pas de cordiérite. Les plagioclases sont du type 1, avec des teneurs en anorthite qui peuvent atteindre 45 à 50 % au coeur.

Cette texture traduit l'influence d'un héritage métamorphique. Des passées schisteuses à texture granolépidoblastique peuvent être observées. La cataclase est très peu marquée pour les échantillons prélevés en bordure des panneaux d'anatexites. Par contre, les roches situées près de la faille de La Pougé ont été affectées par une microtectonique intense qui a pour effet d'accentuer l'orientation.

La composition minéralogique du faciès orienté, dans son expression type, traduit une forte tendance granodioritique.

b - Le faciès à tendance porphyroïde Est

Le faciès à tendance porphyroïde forme une large bande orientée SE-NW qui longe la ville de Guéret à l'Ouest et traverse la presque totalité du massif.

En s'éloignant vers l'Est des anatexites de St-Sylvain-Montaigut, le faciès orienté



Planche I

Faciès orienté granodioritique du granite de Guéret (H 122 - St-Pierre-de-Fursac).
Biotites en disposition planaire formant des cloisons, feldspath potassique rare.
Observation en lumière transmise polarisée, G x 19.

se transforme progressivement et passe de manière graduelle à un faciès à tendance porphyroïde ou même porphyroïde franc, avec toutefois des porphyroblastes généralement espacés. Dans la zone de transition, ces porphyroblastes de feldspath potassique s'allongent parallèlement à la schistosité de la roche, puis avec le développement croissant du feldspath potassique et la diminution de la biotite, l'orientation décroît. Elle ne disparaît cependant pas tout-à-fait, et ce d'autant plus que la texture est très généralement cataclastique. La cordiérite est abondante. Un peu de muscovite est associée à la biotite.

Les plagioclases sont du type 1, mais, dans les zones de bordure, ce dernier coexiste avec le type 2 dont la teneur en anorthite ne dépasse pas cependant 30 % au coeur. L'étude des feldspaths potassiques apporte des éléments intéressants, et nous reprendrons assez fidèlement la description qui en a déjà été faite. Il y a coexistence de microcline quadrillé et d'un feldspath potassique à angle 2V faible voisin de 60°, qui est probablement de l'orthose. Cela paraît être une caractéristique générale du granite de Guéret. Les cristaux de feldspath potassique sont assez souvent zonés, surtout ceux qui ne présentent pas le quadrillage caractéristique du microcline. Ce zonage n'est jamais très net, et nous avons eu quelques difficultés à étudier les variations de l'angle des axes optiques entre les zones. Il semble bien que tout en étant assez faibles (quelques degrés), ces variations soient rythmiques. Les limites des zones d'accroissement sont marquées par des inclusions de plagioclases et de biotites. Les plagioclases sont automorphes, non corrodés, et disposés parallèlement aux faces du cristal de feldspath potassique qui les a vraisemblablement englobés durant sa croissance alors même qu'ils étaient en cours de formation. Ce type de zonage rythmique, avec des zones d'accroissement bien marquées, a été étudié en détail dans tous les granites des Vosges où le phénomène est beaucoup plus net (P. SIMMLER - 1962 ; G. GAGNY - 1968 ; J. HAMEURT - 1968).

c - Faciès porphyroïde de la Souterraine

En raison de son caractère porphyroïde très accusé, le granite de la Souterraine est facilement repérable, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire, et ses contours sont beaucoup mieux définis que ceux des autres faciès. Encore qu'un avis différent ait été émis par J. FAURE (1963), il a généralement été considéré comme un simple faciès du granite de Guéret (G. MOURET - 1925 ; J. GROLIER - 1955 ; M. CHENEVOY - 1958). En fait, il ne peut être séparé de la granitisation de Guéret, mais il présente certaines particularités géochimiques et pétrographiques. Par rapport au faciès précédent, en-dehors de la structure porphyroïde réalisée ici parfaitement, il faut signaler la forme du quartz, globuleux, à tendance automorphe. Le granite de la Souterraine est d'ailleurs connu pour contenir des quartz bipyramidés. Le feldspath potassique est surtout du microcline quadrillé (Planche II).

d - Faciès à grain moyen à texture cataclastique

Le faciès banal du massif de Guéret est représenté par un granite à grain moyen, qui, observé à l'oeil nu, présente une texture équante. L'étude microscopique révèle des structures cataclastiques qui sont générales dans toute la zone occupée par ce faciès, c'est-à-dire la majeure partie de la moitié occidentale du secteur étudié. La composition minéralogique est celle des faciès porphyroïdes, mais la biotite est plus abondante et le feldspath



Planche II

Faciès porphyroïde de la Souterraine dans le granite de Guéret (H 55 - La Souterraine). Microcline quadrillé abondant, plages de quartz à tendance monocristalline. Observation en lumière transmise polarisée, G x 19.

potassique moins développé (Planche III). Le plagioclase qui prédomine est du type 1, avec une teneur en anorthite au coeur qui ne dépasse pas 25 %.

e - Faciès à grain moyen à texture monzonitique (Planche IV)

Le faciès à texture monzonitique forme deux bandes d'orientation générale SE-NW, la plus importante étant à l'Est, le long de la vallée de la Creuse. Ces structures se distinguent très nettement des précédentes, bien que le passage se fasse progressivement aussi bien avec le faciès à tendance porphyroïde Est qu'avec le faciès à texture cataclastique. Dans l'ensemble, peu de déformations d'origine tectonique sont visibles.

La texture monzonitique s'accompagne très normalement d'une tendance granodioritique, qui n'est toutefois pas aussi accusée que dans certains échantillons du faciès orienté. Les plagioclases sont du type 1, et la teneur en anorthite au coeur est souvent supérieure à 30 %.

Nous avons ici l'exemple d'une structure parfaitement bien définie par des critères microscopiques, alors qu'elle ne se distingue en rien sur le terrain.

3°) Résultats sommaires de l'étude pétrographique

Il a été mis en évidence une séquence pétrographique très classique et continue, qui comprend successivement :

- le faciès orienté,
- le faciès à grain moyen à texture cataclastique,
- le faciès à tendance porphyroïde Est,
- le faciès porphyroïde de la Souterraine.

La première constatation importante, c'est que si l'évolution est continue dans cette séquence, elle ne l'est pas nécessairement sur le plan spatial. C'est ainsi par exemple que le faciès orienté passe à l'Est directement au granite de la Souterraine.

L'influence de l'héritage métamorphique, sensible dans l'orientation du faciès orienté et dans sa richesse en biotite, s'atténue dans les autres faciès, au contraire de la texture cataclastique très marquée dans ces derniers.

Suivant l'ordre inverse dans lequel ces faciès sont présentés, la composition minéralogique évolue jusqu'à des granodiorites représentées par les échantillons les plus typiques du faciès orienté. L'abondance de la biotite et la teneur en anorthite des plagioclases s'accroissent, alors que le développement du feldspath potassique et du quartz devient moins important.

Le faciès à texture monzonitique se place apparemment en marge de cette séquence, encore qu'il ne s'individualise que progressivement. Les déformations paracristallines y sont peu marquées.

B - L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE

Les variations des éléments majeurs pour lesquels on dispose de quelques deux cents analyses seront examinées en premier. En outre, les teneurs en phosphore, fer ferreux, gaz carbonique, sont connues pour douze échantillons sélectionnés représentatifs



Planche III

Faciès à grain moyen à texture cataclastique du granite de Guéret (H 124-Chamborand). Texture cataclastique orientée, avec un effilochement des biotites et des recrystallisations de quartz. Observation en lumière transmise polarisée, G x 19.

des principaux faciès, ainsi que la quantité d'eau de constitution, celle-ci étant calculée en soustrayant l'eau d'hydratation et le gaz carbonique de la perte au feu à 950°.

L'étude des éléments majeurs sera complétée par celle d'une quinzaine d'éléments à l'état de traces dosés avec un spectrographe à prisme dans trente-cinq échantillons sélectionnés répartis entre les principaux faciès (analyses du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy).

1°) La géochimie des éléments majeurs

L'étude des éléments majeurs est présentée selon un schéma qui sera adopté ultérieurement pour tous les autres massifs étudiés et qui se décompose en plusieurs stades :

- Report des échantillons sur les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, de manière à dégager les grandes tendances évolutives et à situer les différents faciès par rapport à ces tendances.

- Comparaison entre les compositions moyennes en éléments majeurs des différents faciès mis en évidence par l'étude pétrographique. Les différents faciès dans les classifications courantes à base minéralogique ou chimique. Recherche précise des variations chimiques accompagnant les variations pétrographiques. Signification statistique des différences observées. Analyse détaillée des tendances évolutives dégagées par l'étude chimico-minéralogique.

- Discussion sur les résultats comparés de l'étude chimico-minéralogique et de l'étude chimique. L'apport de la géochimie des éléments majeurs à la compréhension des structures du massif.

a - Les points figuratifs du granite de Guéret dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE.

◦ Le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3) K - (Na + Ca)$ (figures 2 - 3).

Les échantillons sont en majorité groupés de façon serrée autour d'un axe de variation orienté SW-NE, expression de la tendance évolutive générale du massif de Guéret. Compte tenu de la signification minéralogique des paramètres utilisés, cette disposition correspond à un accroissement des proportions de quartz et de feldspath potassique par rapport aux plagioclases.

Etant donné les résultats de l'étude pétrographique, nous ne sommes pas étonnés de voir que le pôle Sud-Ouest de cet axe est occupé par un certain nombre d'échantillons typiques du faciès orienté. Trois d'entre eux se situent même plus au Sud, et leur composition montre très nettement que ce sont des granodiorites (tableau n° 1) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P. F.	Total
H 48	60,70	17,20	5,52	0,09	2,86	3,55	3,15	4,34	0,94	1,94	99,69
H 104	63,70	16,60	4,59	0,06	2,12	2,86	3,31	3,75	0,74	1,18	98,91
H 255	58,80	17,90	6,72	0,08	2,67	3,75	3,51	3,36	1,04	1,11	98,94

Tableau n° 1 - Composition chimique de quelques échantillons-types granodioritiques du faciès orienté dans le granite de Guéret.



Planche IV

Faciès à texture monzonitique du granite de Guéret (H 114 - Saint-Fiel). Plagioclases zonés automorphes et biotites contenus dans le feldspath potassique. Observation en lumière transmise polarisée, G x 40.



Figure 2 - Axe d'évolution du granite de Guéret dans le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$, $K - (Na + Ca)$ de H. de la ROCHE

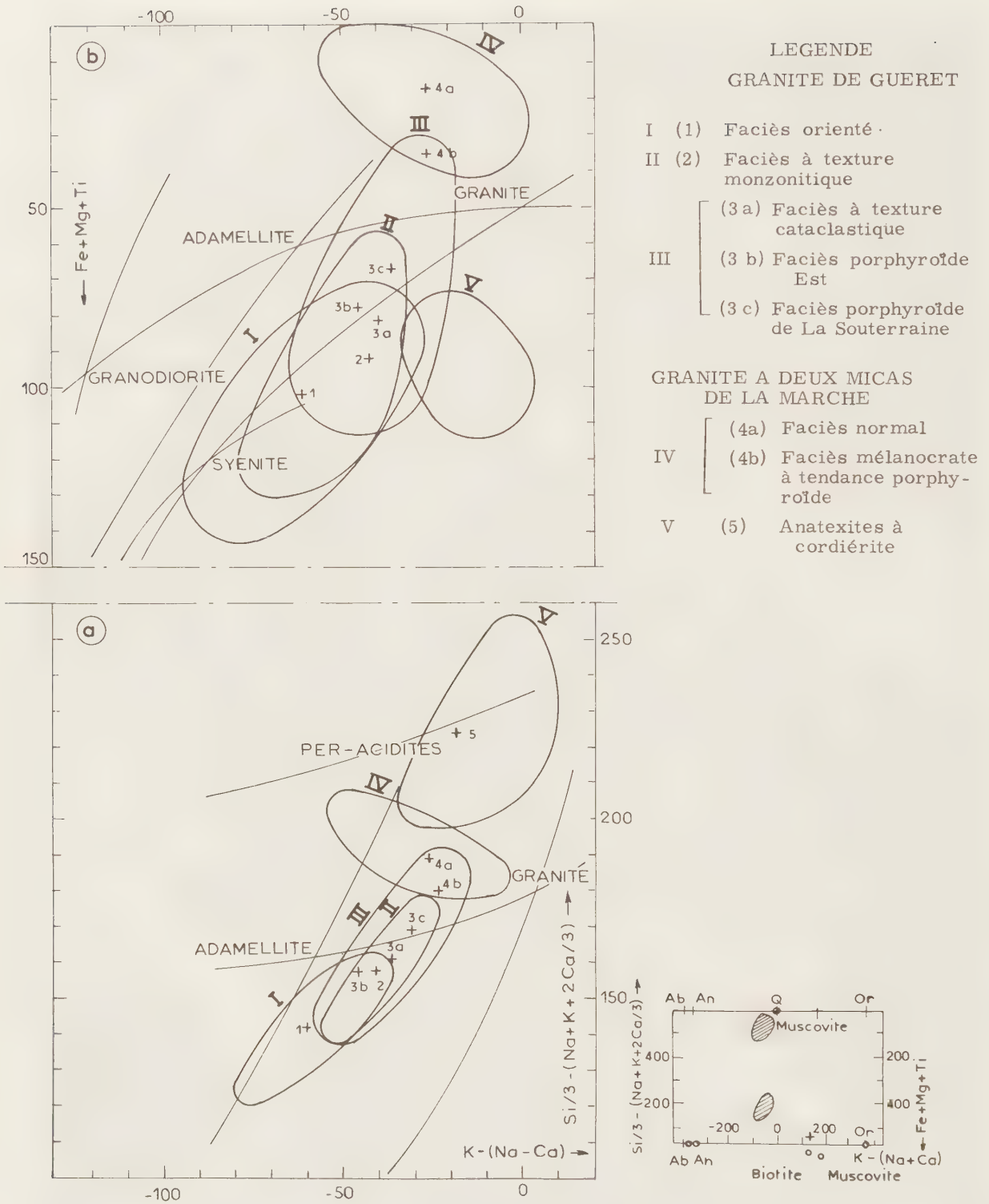


Figure 3 - Les formations du massif granitique de Guéret et le granite à deux micas de la Marche Centrale dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, le paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ étant en abscisse, les paramètres $\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}/3)$ et $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ étant en ordonnées d'après M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1968).

Des échantillons isolés du faciès orienté peuvent être observés sur toute la longueur de l'axe de variation. Cela ne saurait surprendre, puisque le faciès orienté peut passer directement aux faciès porphyroïdes et que la coupure est difficile à établir. Le caractère très progressif des variations géochimiques réelles combiné au jeu des variations analytiques va se traduire sur les diagrammes chimico-minéralogiques par un très large recouvrement des faciès.

Par le fait, le faciès à grain moyen à texture cataclastique et les faciès porphyroïdes peuvent être difficilement dissociés sur ce diagramme et ils ont été groupés dans une seule ellipse qui prolonge très normalement celle du faciès orienté vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers le pôle siliceux et potassique. L'ensemble représenté par ces deux ellipses est parfaitement représentatif sur le plan chimique de la séquence pétrographique dont ces faciès forment les termes successifs. Les points qui correspondent au granite de la Souterraine sont d'ailleurs assez bien groupés au voisinage du pôle Nord-Est de l'axe.

Ce diagramme nous apporte des renseignements intéressants sur le faciès à texture monzonitique qui paraît s'intégrer parfaitement dans la séquence évolutive générale du massif de Guéret. En fait, il se place en position intermédiaire entre le faciès orienté et les autres faciès.

◦ Le diagramme $Fe + Mg + Ti \text{ K} - (Na + Ca)$ (figure 3 b)

Dans l'ensemble, la séparation des faciès est plus nette. Notamment, les points qui correspondent à la composition moyenne de chaque faciès se succèdent très normalement le long d'un axe SW-NE. A partir du pôle Sud-Ouest, ferro-magnésien et calco-sodique, on trouve successivement le faciès orienté, le faciès à texture monzonitique, le faciès à grain moyen et à texture cataclastique, le faciès à tendance porphyroïde Est, le faciès porphyroïde de la Souterraine. Le premier et le dernier de ces faciès, aux deux pôles de l'évolution, sont bien détachés.

Si on considère non plus les compositions moyennes, mais l'ensemble des points figuratifs, l'ellipse qui correspond au faciès à texture monzonitique apparaît ici très nettement en position intermédiaire entre celle du faciès orienté et celle des faciès plus évolués. Le diagramme confirme donc les résultats obtenus précédemment sur la position du faciès à texture monzonitique, qui par sa teneur en ferro-magnésiens se rapproche toutefois du faciès orienté.

b - Composition moyenne des différents faciès

La composition moyenne des différents faciès est donnée sur le tableau n° 2. Les analyses chimiques complètes de quelques échantillons avec les teneurs en FeO , H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , P_2O_5 , sont reportées sur le tableau n° 3. Ces analyses permettent d'avoir une vue d'ensemble de la gamme des variations chimiques relevées dans le granite de Guéret, en y adjoignant celles du tableau n° 1 ci-dessus qui correspondent à trois échantillons particulièrement mélanocrates du faciès orienté.

◦ Comparaison des moyennes

Sur le tableau n° 2, les faciès sont présentés dans l'ordre normal de la séquence

Tableau n° 2 - Composition chimique moyenne des différents faciès du granite de Guéret (d'après M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1968).

	Faciès porphyroïde de la Souterraine n = 7	Faciès porphy- roïde Est n = 41	Faciès à grain moyen à texture cataclastique n = 61	Faciès à grain moyen à texture monzonitique n = 35	Faciès à grain moyen orienté n = 43
SiO ₂ $\sigma = 0,70$	69,93	68,58 $\sigma = 1,43$	68,15 $\sigma = 2,19$	67,04 $\sigma = 1,78$	66,07 $\sigma = 2,90$
Al ₂ O ₃ $\sigma = 0,30$	15,03	15,49 $\sigma = 0,47$	15,62 $\sigma = 0,62$	15,73 $\sigma = 0,48$	16,18 $\sigma = 0,76$
Fe ₂ O ₃ $\sigma = 0,20$	2,60	2,95 $\sigma = 0,65$	3,27 $\sigma = 0,91$	3,68 $\sigma = 0,80$	4,20 $\sigma = 0,98$
MnO	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07
MgO $\sigma = 0,30$	1,22	1,31 $\sigma = 0,23$	1,35 $\sigma = 0,43$	1,60 $\sigma = 0,41$	1,82 $\sigma = 0,41$
CaO $\sigma = 0,25$	1,50	1,83 $\sigma = 0,35$	1,64 $\sigma = 0,68$	1,96 $\sigma = 0,71$	2,54 $\sigma = 0,60$
Na ₂ O $\sigma = 0,20$	3,27	3,34 $\sigma = 0,14$	3,20 $\sigma = 0,23$	3,10 $\sigma = 0,24$	3,19 $\sigma = 0,205$
K ₂ O $\sigma = 0,15$	4,59	4,45 $\sigma = 0,18$	4,58 $\sigma = 0,32$	4,33 $\sigma = 0,27$	4,14 $\sigma = 0,37$
TiO ₂ $\sigma = 0,07$	0,35	0,46 $\sigma = 0,09$	0,46 $\sigma = 0,14$	0,53 $\sigma = 0,12$	0,63 $\sigma = 0,19$
P.F. (950°) $\sigma = 0,2$	1,11	1,08 $\sigma = 0,18$	1,46 $\sigma = 0,47$	1,48 $\sigma = 0,48$	1,14 $\sigma = 0,20$
	99,65	99,54	99,59	99,52	99,98

N.B. : L'écart-type correspondant aux erreurs analytiques pour chaque élément est donné dans la première colonne.

Tableau n° 3 - Analyse complète des éléments majeurs dans quelques échantillons du granite de Guéret appartenant aux différents faciès.

	Gr. de la Souter- raine	Faciès à tendance porphyroïde Est			F. à gr moy. à texture catacl.	Faciès à texture monzonitique		Faciès orienté		
	H 56	H 138	H 193	H 176	H 126	H 117	H 84	H 121	H 220	H 267
SiO ₂	71,20	71,80	69,30	70,40	66,70	66,90	64,90	66,10	62,90	69,80
Al ₂ O ₃	14,80	15,25	14,95	14,90	15,85	15,85	16,40	16,00	17,10	15,85
FeO	1,23	2,02	2,30	2,03	2,89	4,03	4,24	3,51	4,56	2,63
Fe ₂ O ₃	0,16		0,02	0,02	0,53		0,09	0,16	0,78	0,29
MnO	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06
MgO	0,34	0,86	1,23	0,99	1,66	1,98	2,32	1,93	2,27	1,43
CaO	1,23	1,18	1,88	1,48	2,40	2,57	3,26	2,77	3,46	2,17
Na ₂ O	3,36	3,41	3,56	3,41	3,27	2,92	3,21	3,27	3,06	2,92
K ₂ O	4,79	4,60	4,70	4,36	4,60	4,25	3,81	4,11	3,81	3,51
TiO ₂	0,30	0,27	0,45	0,30	0,62	0,59	0,69	0,69	0,85	0,45
P. F.	1,08	0,94	0,94	0,90	0,88	0,94	0,98	0,90	1,01	0,96
	98,58	100,37	99,38	98,85	99,47	100,11	99,98	99,51	99,83	100,07
H ₂ O -	0,17	0,13	0,12	0,14	0,12	0,10	0,10	0,10	0,09	0,14
H ₂ O +	0,68	0,68	0,69	0,50	0,56	0,71	0,71	0,63	0,75	0,72
CO ₂	0,23	0,13	0,13	0,13	0,20	0,13	0,17	0,17	0,17	0,10
P ₂ O ₅	0,25	0,30	0,24	0,27	0,24	0,25	0,23	0,33	0,32	0,29
P	I	I	I'	I'	I (II)	I(II)	(I)II	I(II)	'II	I(II)
q	'4	'4	4	'4	4	4	4	4	4	(3)4
r	(1)2	(1)2	2	'2	2	2	(2)3	2	(2)3	2
s	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Or/plag	0,85	0,80	0,72	0,75	0,70	0,70	0,53	0,61	0,53	0,61
An %	0,15	0,15	0,22	0,17	0,28	0,28	0,36	0,30	0,38	0,27

évolutive qui apparaît sur les diagrammes chimico-minéralogiques. C'est également l'ordre suivant lequel se succèdent les différents termes de la séquence pétrographique, à ceci près que par ses caractéristiques géochimiques le faciès à texture monzonitique paraît s'intégrer dans la différenciation générale du massif. C'est donc à la fois l'analyse détaillée de la séquence évolutive géochimique et de la séquence pétrographique qui va permettre l'étude de la composition moyenne des faciès.

En se limitant à un simple examen des moyennes, il est aisé de constater que du faciès orienté jusqu'au faciès porphyroïde de la Souterraine les teneurs en SiO_2 et K_2O augmentent de façon continue, alors que les teneurs en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO et TiO_2 diminuent de la même manière, avec toutefois une exception pour CaO . La teneur en CaO du faciès à texture cataclastique est en effet inférieure à celle du faciès à tendance porphyroïde Est. L'étude statistique montre que certaines des différences observées ne peuvent être considérées comme significatives, mais ces variations n'en sont pas moins extrêmement représentatives d'une tendance évolutive générale qui, dans le sens considéré, est leucocrate et potassique. Seul le sodium paraît échapper au mouvement général et ses variations présenter un caractère aléatoire. Par voie de conséquence, il en résulte que la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ augmente avec la teneur en silice, et bien que légère, cette augmentation assure au rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ une constance remarquable (avec des valeurs comprises entre 8,8 et 9). Exprimées en millièmes, les différences d'alcalinité apparaissent encore plus faibles, mais leur réalité ne saurait être mise en doute (tableau n° 4) :

	Si	Na	K	Na + K	$\frac{\text{Si}}{\text{Na} + \text{K}}$
Faciès orienté	1101	106	88	194	0,57
Faciès à texture monzonitique	1117	103	92	195	0,57
Faciès à texture cataclastique	1136	106	93	199	0,57
Faciès à tendance porphyroïde Est	1143	112	94	206	0,55
Faciès porphyroïde de la Souterraine	1157	109	98	207	0,56

Tableau n° 4 - Variations des alcalins et du silicium dans le granite de Guéret.

Il ne semble donc pas que les phénomènes de différenciation observés s'accompagnent d'une variation du facteur acidité/alcalinité.

La signification des différences observées a été testée à l'aide de la variable : $t = m_1 - m_2 / \sqrt{\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2}$ dont les valeurs sont reportées sur le tableau n° 5. Sans entrer dans le détail des résultats, nous retiendrons quelques faits essentiels :

- Le faciès à tendance porphyroïde Est et le faciès à grain moyen à texture cataclastique ont des compositions très voisines. Cela ne saurait nous étonner puisque le caractère porphyroïde du premier est rarement très accusé et que les autres caractéristiques minéralogiques sont semblables.
- C'est le faciès à texture cataclastique qui, sur le plan géochimique, apparaît le plus proche du faciès à texture monzonitique, encore que les teneurs en SiO_2 et CaO de ce

dernier soient plutôt comparables respectivement à la teneur en SiO_2 du faciès orienté et à la teneur en CaO du faciès à tendance porphyroïde Est.

◦ Les différents faciès dans les classifications de STRECKEISEN et de LACROIX

Les résultats d'un calcul de norme effectué à partir de la composition moyenne des différents faciès ont été présentés antérieurement (M. ARNOLD, K. KURTBAS, G. RANCHIN - 1968). Nous avons vu qu'il y avait une bonne correspondance, d'une part avec les proportions de minéraux calculés par la méthode graphique mise au point par H. de la ROCHE (1963), d'autre part avec les variations pétrographiques réelles. Nous ne reviendrons pas ici sur ce calcul qui n'apporte aucun élément véritablement nouveau, mais dont les résultats sont très utiles pour placer les différents faciès dans les classifications basées sur la composition minéralogique réelle et notamment dans celle de A. STRECKEISEN (1966). Il est cependant nécessaire de les mettre en parallèle avec les données obtenues par l'analyse modale, car, en l'absence d'une connaissance précise de la composition des phases minérales intéressées, les normes ne permettent pas de fixer les proportions de l'albite calculée contenues respectivement dans les plagioclases et les feldspaths potassiques. Inversement, la seule analyse modale ne saurait aboutir rapidement à un résultat valable, étant donné la gamme des variations minéralogiques observées à l'intérieur de chaque faciès et la dispersion que l'on enregistre d'une lame à l'autre.

Ce calcul de norme a donc été complété par quelques analyses modales pour l'évaluation du pourcentage de plagioclase dans la fraction feldspathique. Les faciès ont pu être placés de ce fait dans la classification d'A. STRECKEISEN, chaque faciès étant représenté alors par une composition moyenne et non par la composition d'un échantillon isolé. Il en résulte que le faciès orienté doit être rangé dans les granodiorites et que le faciès à texture monzonitique se place à la limite des granodiorites et des monzogranites (adamelites) ; enfin, les autres faciès entrent dans la famille des monzogranites.

Les paramètres CIPW-LACROIX ont été calculés pour les échantillons dans lesquels le fer ferreux a été dosé. Ce sont des échantillons choisis pour leur état de fraîcheur, généralement prélevés en carrière ; à défaut de ces précautions, le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ n'aurait pas grande signification. Ce critère a donc prévalu, et tout en recouvrant de manière effective la gamme des variations chimiques relevées dans le granite de Guéret, ces prélèvements ne sont pas nécessairement les plus représentatifs des différents faciès. Dans la classification d'A. LACROIX (1939), ces échantillons se répartissent entre différentes branches de la famille des granites calco-alcalins :

- un des échantillons du faciès orienté (H 280) est une granodiorite, les deux autres sont à la limite des granites monzonitiques et des granites akéritiques ;
- un des échantillons du faciès à texture monzonitique (H 84) est un granite akéritique ;
- tous les autres échantillons sont des granites monzonitiques.

La concordance avec la position des différents faciès dans la classification modale d'A. STRECKEISEN apparaît donc comme bonne.

◦ La géochimie du phosphore

Les teneurs en anhydride phosphorique s'échelonnent entre 0,22 et 0,33.

	m₁ Faciès à grain moyen orienté m₂ Faciès à texture monzonitique	m₁ Faciès à grain moyen orienté m₂ Faciès à texture cataclastique	m₁ Faciès à texture monzonitique m₂ Faciès à texture cataclastique
SiO ₂	- 1,80	- 3,97	- 2,71
Al ₂ O ₃	+ 3,17	+ 4,00	+ 0,97
Fe ₂ O ₃	+ 2,58	+ 4,92	+ 2,30
MgO	+ 3,34	+ 5,66	+ 2,82
CaO	+ 3,86	+ 7,09	+ 2,16
Na ₂ O	+ 0,84	- 0,09	- 2,00
K ₂ O	- 2,60	- 3,43	- 0,81
TiO ₂	+ 2,86	+ 12,69	+ 2,59
P.F.	- 3,91	- 4,78	0
	m₁ Faciès à grain moyen orienté m₂ Faciès porphyroïde Est	m₁ Faciès à texture monzonitique m₂ Faciès porphyroïde Est	m₁ Faciès à texture cataclastique m₂ Faciès porphyroïde Est
SiO ₂	- 5,12	- 4,11	- 1,19
Al ₂ O ₃	+ 5,00	+ 2,18	+ 1,20
Fe ₂ O ₃	+ 6,94	+ 4,29	+ 2,07
MgO	+ 6,63	+ 3,62	+ 0,45
CaO	+ 6,63	+ 0,98	- 1,84
Na ₂ O	- 1,48	- 5,21	- 3,68
K ₂ O	- 4,90	- 2,22	- 1,40
TiO ₂	+ 5,36	+ 2,85	0
P.F.	+ 1,45	+ 4,65	+ 5,72

Tableau n° 5 : Comparaison statistique entre les moyennes des éléments majeurs pour les différents faciès du granite de Guéret (d'après M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN -1968).
Valeurs de la variable $t = m_1 - m_2$

$$\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}$$

A chaque faciès correspond un nombre réduit d'analyses, mais le dosage est précis et les résultats sont certainement significatifs (tableau n° 6). Les variations observées entre les différents faciès sont faibles et leur caractère paraît aléatoire. Il est donc probable que le phosphore est un élément réparti de façon sensiblement homogène dans l'ensemble du massif.

Faciès porphyroïde de la Souterraine	Faciès à tendance porphyroïde Est	Faciès à texture cataclastique	Faciès à texture monzonitique	Faciès orienté
0,22 (H 50) 0,22 (H 52) 0,25 (H 56)	0,24 (H 173) 0,27 (H 176) 0,30 (H 138)	0,24 (H 126)	0,23 (H 80) 0,25 (H 117)	0,33 (H 122) 0,32 (H 220) 0,22 (H 267)
m = 0,23	0,27	0,24	0,24	0,29

Tableau n° 6 : Teneurs en P_2O_5 de quelques échantillons du granite de Guéret.

c - Les enseignements apportés par la géochimie des éléments majeurs.

La séquence mise en évidence par l'étude pétrographique correspond donc sur le plan géochimique à une tendance évolutive à caractère leucocrate et potassique, depuis des granodiorites représentées par une bonne partie du faciès orienté jusqu'aux faciès porphyroïdes enrichis en Si et K et appauvris en Ca, Fe, Mg, Ti et Al. Ces variations s'accompagnent d'une légère augmentation de l'alcalinité, mais le facteur acidité/alcalinité ne varie pas. Le fait le plus intéressant, c'est que le faciès à texture monzonitique paraît s'intégrer dans cette séquence géochimique, entre le faciès orienté et le faciès à grain moyen à texture cataclastique.

Il y a cependant une contradiction entre la composition minéralogique des termes les plus mélanocrates qui les apparente à des granodiorites et leur position sur les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE par rapport à la composition chimique moyenne de ces roches. De façon générale, et cela est particulièrement visible sur le diagramme $Fe + Mg + Ti, K - (Na + Ca)$ (figure n° 3), l'axe de variation du granite de Guéret s'écarte très nettement au niveau des roches granodioritiques de la ligne qui relie la composition moyenne des granites, des adamellites et des granodiorites. Cette déviation vers la région Est du diagramme est due de toute évidence à l'influence de l'héritage métamorphique, qui se manifeste par l'abondance de la biotite et entraîne une valeur élevée du paramètre $K - (Na + Ca)$ sans rapport réel avec le développement du feldspath potassique. Cette influence diminue vers le pôle Nord-Est de l'axe, où les faciès porphyroïdes occupent une position par rapport au point moyen représentatif des adamellites qui est beaucoup plus en rapport avec leur composition minéralogique.

La géochimie des éléments majeurs permet d'apporter une explication à la rareté de la cordiérite dans le faciès orienté. En effet, ce faciès présente les teneurs en calcium les plus élevées, en liaison avec une proportion d'anorthite plus importante. De ce fait, l'alumine en excès diminue, malgré une teneur moyenne en augmentation, et il y a nécessairement moins de cordiérite. C'est ce qui apparaît dans le calcul de la norme, et,

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P. F.	Total
Faciès porphyroïde de la Souterraine n = 8	69,42	15,33	2,73	0,05	1,21	1,53	3,23	4,55	0,39	1,12	99,56
Faciès à tendance porphyroïde Est n = 8	68,84	15,39	2,90	0,05	1,24	1,86	3,40	4,57	0,44	0,99	99,68
Faciès à grain moyen à texture cataclastique n = 4	67,30	15,80	3,69	0,05	1,62	2,34	3,22	4,39	0,57	0,94	99,92
Faciès orienté n = 4	66,11	16,24	4,14	0,06	1,78	2,60	3,17	4,04	0,67	1,04	99,95
Faciès à texture monzonitique n = 6	65,38	16,24	4,48	0,08	2,09	2,80	3,01	4,14	0,66	1,04	99,92
Anatexites n = 5	71,68	14,11	3,24	0,06	1,19	1,10	2,68	3,93	0,47	1,33	99,84

Tableau n° 7 : Teneurs moyennes en éléments majeurs des faciès du granite de Guéret en ne considérant que les échantillons utilisés pour l'étude des éléments à l'état de traces.

par ailleurs, une confirmation est apportée par certaines expérimentations qui intéressent les phénomènes d'anatexie (H.G.F. WINKLER et al. in "WINKLER" - 1967). De ces expériences, il résulte en effet que lorsque la quantité d'anorthite augmente, la quantité de biotite croît au détriment de la cordiérite.

2°) La géochimie de quelques éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces dans les problèmes de granitisation a connu ces dernières années un développement remarquable et toujours très fructueux. Dans la seconde partie de cet ouvrage, nous ferons le point sur les connaissances actuelles quant aux principes cristallogénétiques qui régissent la répartition des éléments à l'état de trace dans les minéraux des roches éruptives et nous en verrons notamment les applications pour l'uranium et le thorium. Dans l'immédiat, nous supposerons que ces principes sont connus. En première approximation, la connaissance du rayon ionique, de la valence et de la nature de liaison chimique permet de prédire le comportement respectif des éléments en traces vis à vis d'un minéral à structure connue. Sur le tableau n° 54, nous avons reporté pour les éléments en traces étudiés et les principaux éléments majeurs les valeurs du rayon ionique et du potentiel ionique et celles de l'électronégativité et des potentiels d'ionisation. (d'après S.R. TAYLOR - 1965). L'électronégativité et la valeur des potentiels d'ionisation sont avec le point de fusion des oxydes les meilleurs indices du

degré de covalence de la liaison chimique. Le potentiel ionique mesure l'aptitude d'un ion à former des complexes.

Il nous a paru utile de donner pour chaque faciès la moyenne des éléments majeurs qui correspond aux échantillons sur lesquels les éléments en traces ont été dosés (tableau n° 7). En effet, par suite d'un nombre très réduit d'échantillons, la concordance n'est pas parfaite avec les résultats du tableau n° 2, et le faciès à texture monzonitique apparaît ici plus calcique et plus mélanocrate que le faciès orienté. Cela n'a pas de signification particulière, mais pour l'étude de la variation des éléments à l'état de traces en fonction du caractère granodioritique, c'est le faciès à texture monzonitique qui devra être placé à un des pôles de la séquence (figure 4).

Les résultats analytiques du dosage des éléments à l'état de traces sont reportés sur les tableaux 8 et 8 bis, où ils sont groupés par faciès ⁽¹⁾. Ces analyses sont celles qui ont été faites à l'aide d'un spectrographe à prisme au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Sur quelques-uns des échantillons analysés, un second dosage a été effectué au quantomètre dans les laboratoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans, qui a porté pratiquement sur les mêmes éléments, dans le cadre d'une campagne plus vaste intéressant l'ensemble des granites du Nord-Limousin (tableau n° 9). Malgré le petit nombre d'échantillons intéressés, il sera parfois utile de faire appel à cette seconde série d'analyses pour vérifier certains points. Etant donné que les analyses effectuées à l'aide du spectrographe à prisme sont semi-quantitatives, les résultats en valeur absolue ne coïncident pas nécessairement. Mais, dans l'immédiat, ce sont les variations relatives à l'intérieur du granite de Guéret qui seront seules considérées.

a - Comportement des éléments analysés

◦ Béryllium et bore

Les concentrations en béryllium et en bore augmentent de façon très nette dans le granite porphyroïde de la Souterraine. La moyenne des teneurs en béryllium s'élève à 7 $\mu\text{g/g}$, celle du bore à 63 $\mu\text{g/g}$, alors que dans le restant du massif les teneurs sont beaucoup plus faibles et ne varient pas. Les autres faciès ont une teneur moyenne en béryllium de 2 à 3 $\mu\text{g/g}$, et une teneur moyenne en bore de 7,4 à 13 $\mu\text{g/g}$. Les anomalies présentées par le granite de la Souterraine sont donc très significatives, ce d'autant plus que presque tous les échantillons de ce granite se caractérisent par des teneurs élevées en béryllium et en bore. Le granite est donc affecté dans sa masse, et il ne semble pas qu'il s'agisse d'un enrichissement à caractère filonien à partir du granite à deux micas de la Marche. La richesse en bore est liée à la présence de la tourmaline, et il se confirme donc que la granitisation de type Guéret peut s'accompagner d'une tourmalinisation.

L'association béryllium-bore est bien connue et elle est courante dans certains types de pegmatites. Il faut noter d'ailleurs qu'aux alentours de la Souterraine, il existe

1) Les résultats analytiques intéressant les éléments en traces sont exprimés en microgrammes par gramme ($\mu\text{g/g}$ ou γ), unité de concentration qui est l'équivalent dans le système CGS du ppm utilisé par les auteurs anglo-saxons.

Faciès à texture monzonitique	Faciès orienté	Faciès à grain moyen à texture cataclastique	Faciès à tendance porphyroïde Est	Faciès porphyroïde de la Souterraine
-------------------------------	----------------	--	-----------------------------------	--------------------------------------

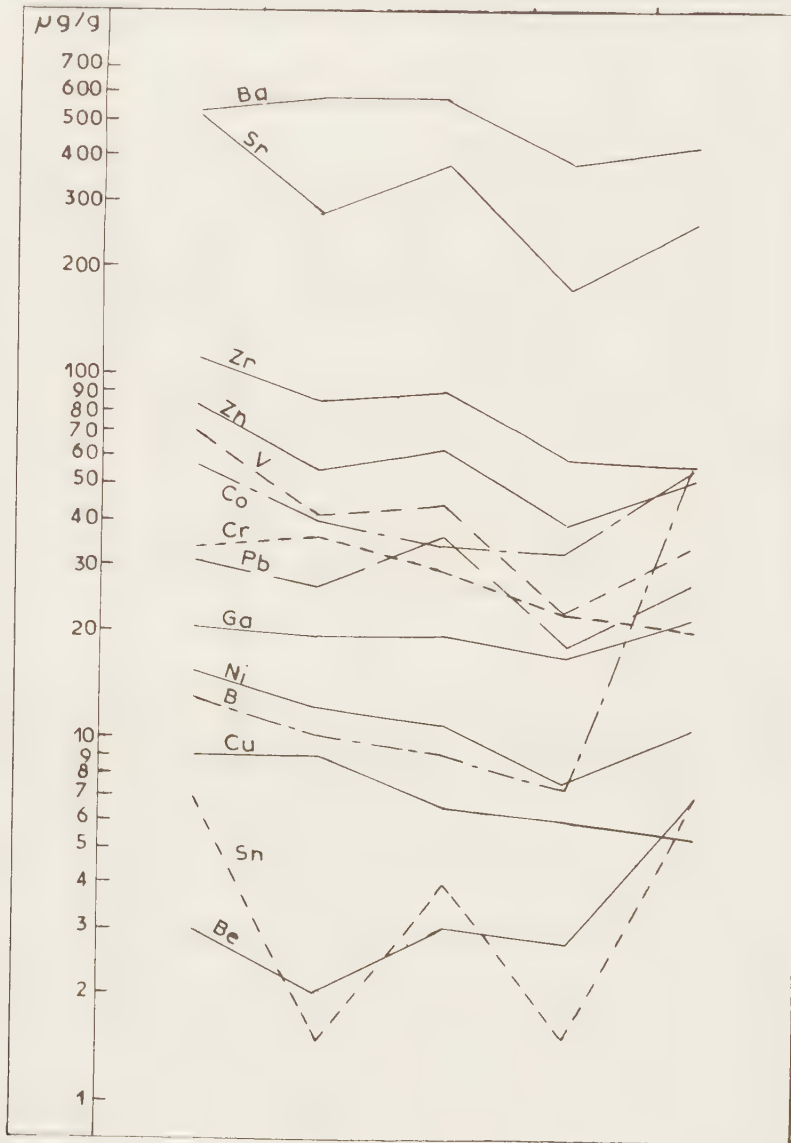


Figure 4 - Variations comparées des éléments en traces dans le granite de Guéret.

Faciès porphyroïdes de la Souterraine																		
	Ba	Sr	Sn	Cu	Ga	Be	V	Pb	Zn	B	Zr	Co	Cr	Ni	Ba/Sr	Ca/Sr	Ni/Co	Al/Ga
H 50	370	190	8	8,2	23	5	35	24	64	86	42	41	18	10				
H 51	610	340	7	7,8	18	8	47	36	74	80	66	64	29	18				
H 52	380	200	10	1,7	27	7	33	23	60	20	64	56	23	11				
H 53	360	140	8	1,6	22	7	28	26	<31	18	45	66	19	10				
H 54	290	130	11	17	19	8	20	21	54	32	57	45	11,5	4				
H 55	680	500	< 3	6	19	2	48	37	84	26	68	64	25	14				
H 56	540	500	< 3	1,4	20	8	18	34	< 31	32	56	34	11,5	5				
H 59	160	140	8	1	25	9	42	10	< 31	210	63	35	19	12				
m	424	267	7	5,6	22	7	34	27	53	63	58	57	20	10,40	1,59	41	0,18	3690
Faciès à tendance porphyroïde Est																		
H 410	400	160	< 3	5,7	17	2	23	18	37	21	68	27	17	7				
H 171	290	175	< 3	9,9	19	3	30	16	45	9	56	32	22	9				
H 172	400	160	< 3	5	13	5	20	15	< 31	< 1	48	39	22	9				
H 173	316	140	< 3	3,2	17	3	18	15	< 31	7	64	34	15	7				
H 174	560	235	< 3	5	20	3	24	20	41	7	64	39	29	8				
H 176	390	180	< 3	4,6	15	2	13	14	< 31	11	58	31	23	7				
H 226	560	270	< 3	10,5	24	1	42	28	66	1	105	34	10	10				
H 138	170	92	< 3	3,7	10	2	<10	16	< 31	2	<10	24	35	< 3				
m	386	176		6	17	2,3	22,5	17,8	39	7,4	59	32	22	7,5	2,20	56	0,23	4800
Faciès à grain moyen à texture cataclastique																		
H 95	650	>500	5	7,2	20	4	>54	32	60	18	74	35	27	11				
H 96	500	316	5	4,2	21	3	40	32	75	11	68	32	19	8				
H 126	500	340	< 3	5,3	18	2	40	40	60	1	98	42	35	12				
H 128	640	390	< 3	8,2	17	2	41	40	50	7	125	28	36	12				
m	572	389	4	6,4	19	3	44	36	61	9	91	34	29	11	1,47	43	0,32	4405

Tableau n° 8 - Résultats analytiques des dosages d'éléments à l'état de traces dans les différents faciès granitiques du massif de Guéret ainsi que dans les panneaux d'anatexites à cordiérite. Analyses effectuées avec un spectrographe à prisme au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C.R.P.G.).

Faciès orienté																		
	Ba	Sr	Sn	Cu	Ga	Be	V	Pb	Zn	B	Zr	Co	Cr	Ni	Ba/Sr	Ca/Sr	Ni/Co	Al/Ga
H 121	590	290	< 3	3	19	2	48	31	76	9	100	42	35	12				
H 122	660	390	< 3	12	22	2	50	40	100	11	125	42	44	14				
H 167	500	160	< 3	6,8	18	2	23	28	37	8	63	31	32	11				
H 195	660	380	< 3	14	19	2	72	22	100	8	170	43	46	17				
H 217	450	190	< 3	5,2	19	3	19	18	32	11	60	53	20	11				
H 221	565	350	< 3	8,4	20	4	41	26	74	12	80	36	37	13				
H 225	580	270	< 3	16	20	1	50	24	74	7	90	34	46	12				
H 267	710	210	< 3	6,2	12	3	23	21	< 31	10	63	28	20	7				
m	589	280		9	19	2	41	26	65	10	95	39	35	12	2,10	66	0,31	4530
Faciès à texture monzonitique																		
H 81	600	> 500	6	15	28	3	88	40	110	18	120	70	40	15				
H 84	550	500	6	12	25	2	38	32	94	12	110	53	34	17				
H 115	390	205	3	1,7	13	2	38	15	< 31	18	68	76	26	12				
H 112	520	850	5	6,2	16	5	76	32	74	9	120	49	31	16				
H 113	510	850	20	10	25	3	34	26	98	10	135	54	32	16				
H 117	540	220	< 3	8	15	3	48	38	85	10	110	35	35	14				
m	518	521	7	9	20	3	70	30	82	13	110	56	33	15	1	38	0,27	4305
Anatexites *																		
H 88	440	190	3	10	15	1	45	13	33	11	80	31	34	14				
H 119	460	160	< 3	19	13	1	38	25	40	80	90	40	37	12				
H 132	450	130	< 3	4,6	12	1	31	13	40	9	140	52	45	20				
H 166	< 100	92	< 3	4,6	7	3	< 10	16	< 31	< 1	< 10	34	< 10	< 3				
H 194	450	235	< 3	5	17	4	38	24	37	11	74	37	32	12				
m	450	179		10	14	2	38	19	38	28	96	40	37	14				

Tableau n° 8 bis - Résultats analytiques des dosages d'éléments à l'état de traces dans les différents faciès granitiques du massif de Guéret ainsi que dans les panneaux d'anatexites à cordiérite.

* Pour les anatexites, il n'a pas été tenu compte de l'échantillon H 166 dans le calcul des moyennes.

de nombreux filonnets de pegmatite sans beaucoup d'extension (R. MAGNE, com. orale). La composition nous en est inconnue. Dans le massif armoricain, L. CHAURIS (1965) a montré que l'apparition du béryl dans le granite ou ses différenciations pegmatitiques était dans certains cas précédée par une évolution métasomatique avec formation de tourmaline. Il trouve par ailleurs pour les granites à deux micas un clarke en béryllium de $9 \mu\text{g/g}$, voisin de celui ($10 \mu\text{g/g}$) qui est donné par A.A. BEUS (1961) pour les granites à deux micas et à muscovite de l'URSS. Pour les granites à biotite du Massif Armoricain, le clarke serait de $6 \mu\text{g/g}$, alors qu'en URSS, ces mêmes granites auraient une teneur moyenne en béryllium égale à $4,5 \mu\text{g/g}$. (A.A. BEUS, *ibid.*).

Il est peu probable que des teneurs en béryllium telles que celles que nous observons dans le granite de la Souterraine et qui restent malgré tout inférieures à $10 \mu\text{g/g}$ s'accompagnent de la cristallisation de béryl. Les analyses faites par A.A. BEUS et L. CHAURIS sur les différents minéraux de granite montrent en effet que ces teneurs ne dépassent pas les possibilités de remplacement isomorphique. Selon A.E. RINGWOOD (1955 b) et A.A. BEUS (1956) le complexe tétraédrique $(\text{BeO}_4)^{6-}$ se substituerait à $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Mais cette entrée du béryllium dans les minéraux n'est possible que si l'équilibre des charges est préservée, ce qui selon A.A. BEUS nécessite la présence en quantité suffisante de cations à valence élevée (tels que Ti^{4+} , Zr^{4+}) ou d'anions à valence faible tels que OH^- et F^- . La seconde condition est susceptible d'être réalisée dans le cas du granite de la Souterraine compte tenu du rôle joué par le bore et de son association probable avec d'autres constituants volatils. Le bore, grâce à son potentiel ionique élevé, forme des complexes $(\text{BO}_3)^{3-}$ et $(\text{BO}_4)^{5-}$, et il est admis que les premiers, qui ne sont pas acceptés dans les silicates, se concentrent dans les solutions dites résiduelles au sens magmatique du terme.

◦ Etain

Les résultats ne sont pas très nets. Si le granite porphyroïde de la Souterraine présente une majorité de valeurs supérieures à la limite de dosage ($3 \mu\text{g/g}$) et voisine de $10 \mu\text{g/g}$, la plus forte valeur a été observée dans le faciès à texture monzonitique ($20 \mu\text{g/g}$). Ces deux faciès présentent une teneur moyenne identique ($7 \mu\text{g/g}$). Dans les autres faciès, la teneur est généralement trop faible pour être dosée.

◦ Le baryum

La teneur moyenne en baryum décroît très nettement dans les faciès porphyroïdes où elle est voisine de $400 \mu\text{g/g}$ alors qu'elle atteint près de $600 \mu\text{g/g}$ dans le faciès orienté. Si, pour chaque échantillon, on porte en abscisse les valeurs de CaO pris comme indice de basicité, et en ordonnée la teneur en baryum, la corrélation positive est assez nette. La teneur en baryum de la roche augmente donc en même temps que le caractère granodioritique (figure 5).

La dimension de Ba^{2+} est pratiquement identique à celle de K^+ qu'il remplace dans les feldspaths potassiques et les micas. Il est connu que le baryum entre de façon préférentielle dans les feldspaths potassiques, et S.R. NOCKOLDS et R.L. MITCHELL (1948) ont donné un rapport de concentration égal à 2 par rapport aux biotites. Nous pensons toutefois que la composition de la roche intervient dans cette répartition. C'est ainsi que dans le massif de St-Sylvestre, si le rapport est égal à 3 dans les faciès granitiques les plus mélanocrates, il est inférieur à 1 dans les faciès plus acides et plus sodiques appau-

Granite à biotite de la Marche Ouest

		Ba	Sr	Cu	V	Pb	Zn	Ga	Be	Sn
Faciès à	I 31	745	235	< 3	40	27	67	19	< 3	6
microcline	I 40	715	240	4	28	29	46	19	4	5
quadrillé	I 2	835	285	< 3	< 10	34	28	13	< 3	4
		765	253		(26(?))	30	47	17		5
Granite de Guéret										
Faciès por-	H 52	445	110	3	21	23	56	21	9	16
phyroïde de	H 55	870	325	13	37	37	62	19	< 3	3
la Souter.	m	657	217	8	30	30	59	20	6(?)	9,5
Granite à grain		600	160	9	15	27	42	15	7	7
moyen (Maupuis)										
Faciès à	H 112	770	255	10	43	33	55	17	< 3	< 2
texture	H 117	817	305	9	51	29	62	19	< 3	2
monzonitique	m	793	280	9,5	47	31	58	18	< 3	
Faciès	H 122	965	375	10	60	38	82	26	< 3	6
orienté	H 225	897	370	11	56	31	77	23	< 3	5
	m	931	372	10,5	58	34,5	79,5	24,5	< 3	5,5

Tableau n° 9 - Résultats analytiques du dosage des éléments en traces dans quelques échantillons du granite à biotite de la Marche Ouest et du granite de Guéret (analyses effectuées au quantomètre dans les laboratoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans-la-Source).

appauvris en feldspath potassique (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b).

o. Le strontium

La corrélation positive entre le strontium et le calcium est certaine (figure 5), mais les variations du strontium se font suivant une gamme plus faible que celle du baryum, et, compte tenu des variations analytiques, la relation est moins évidente qu'on ne pourrait s'y attendre. En effet, d'après K.K. TUREKIAN et D.L. KULP (1956), la teneur en strontium des roches granitiques est directement fonction de la teneur en calcium. Ces auteurs donnent une teneur moyenne de $440 \cdot 10^{-6}$ pour les roches granodioritiques. Cette teneur est souvent atteinte dans le granite de Guéret et même largement dépassée dans certains échantillons du faciès à texture monzonitique. De façon beaucoup plus formelle que le baryum, le strontium se concentre dans les feldspaths. Les dimensions de Sr^{2+} sont intermédiaires entre celles de K^+ et Ca^{2+} , et le strontium se partage entre les feldspaths

potassiques et les plagioclases où il remplace l'un ou l'autre de ces éléments. Les modalités de ces remplacements ont été étudiées notamment par K.S. HEIER et S.R. TAYLOR (1959) et elles sont assez complexes.

Les rapports entre le calcium et le strontium ne sont pas aussi nets si on considère la composition moyenne des différents faciès. Le faciès à texture monzonitique paraît exceptionnellement riche par rapport au faciès orienté, et surtout la teneur en strontium remonte en fin de séquence dans le faciès porphyroïde.

Toutefois, deux des échantillons responsables de ces anomalies ont été analysés au quantomètre et des valeurs beaucoup moins fortes ont été trouvées (tableau n° 9). Pour l'échantillon H 55 (granite de la Souterraine), la teneur en strontium est de 325 $\mu\text{g/g}$, contre 500 par la première méthode, et pour l'échantillon H 112, la teneur est de 255 contre 855. En tout état de cause, il est impossible de se prononcer sur les anomalies observées qui peuvent être dues à des déviations analytiques.

Selon certains auteurs, bien que la liaison Sr-O soit plus ionique que la liaison Ca-O, le calcium serait incorporé préférentiellement dans les plagioclases grâce à son rayon beaucoup plus petit que celui de Sr, et dans les processus de cristallisation fractionnées le rapport Sr/Ca augmenterait avec celle-ci (S.R. NICKOLDS et R.L. MITCHELL - 1948 ; L.R. WAGER et R.L. MITCHELL - 1951, cités par S.R. TAYLOR - 1965). Le graphique de la figure n° 6a avec Ca en abscisse et Sr en ordonnée nous montre que dans le granite de Guéret le rapport Sr/Ca augmente au contraire avec le caractère granodioritique. Il en est de même du rapport Sr/Ba (figure n° 6 b). Les dimensions de Sr^{++} expliquent sa préférence pour les sites à coordinance 8, ceux de Ca dans les plagioclases ou de K dans les feldspaths potassiques, mais cette condition étant remplie, il semblerait que dans les limites de l'évolution considérée ce soient les caractères respectifs de la liaison avec l'oxygène de Sr^{++} et de Ca^{++} qui expliquent les variations du rapport Sr/Ca. Il faut tenir compte également des modalités de l'entrée du strontium dans les sites du potassium.

◦ Vanadium et chrome

Le vanadium et le chrome sont généralement associés au fer et constituent d'excellents indicateurs du caractère basique dans les roches éruptives. Effectivement, avec $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ en abscisse, on obtient une corrélation positive très nette avec l'un ou l'autre de ces éléments en ordonnée (figure n° 7). Par ailleurs, le chrome décroît régulièrement dans la séquence pétrographique, depuis les faciès granodioritiques (35 $\mu\text{g/g}$) jusqu'aux faciès porphyroïdes (20 $\mu\text{g/g}$). Le vanadium varie de manière parallèle et décroît très nettement jusqu'au faciès à tendance porphyroïde Est, pour remonter ensuite dans le granite de la Souterraine en fin de séquence. Cela peut s'expliquer par le maintien de l'ion V^{3+} à fort potentiel ionique sous forme de complexes solubles, comme pour le béryllium et le bore.

◦ Nickel et cobalt

La teneur en nickel augmente en même temps que la somme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (figure n° 7). La corrélation positive est extrêmement nette. Dans la séquence pétrographique, la teneur en nickel diminue régulièrement depuis le faciès à texture monzonitique

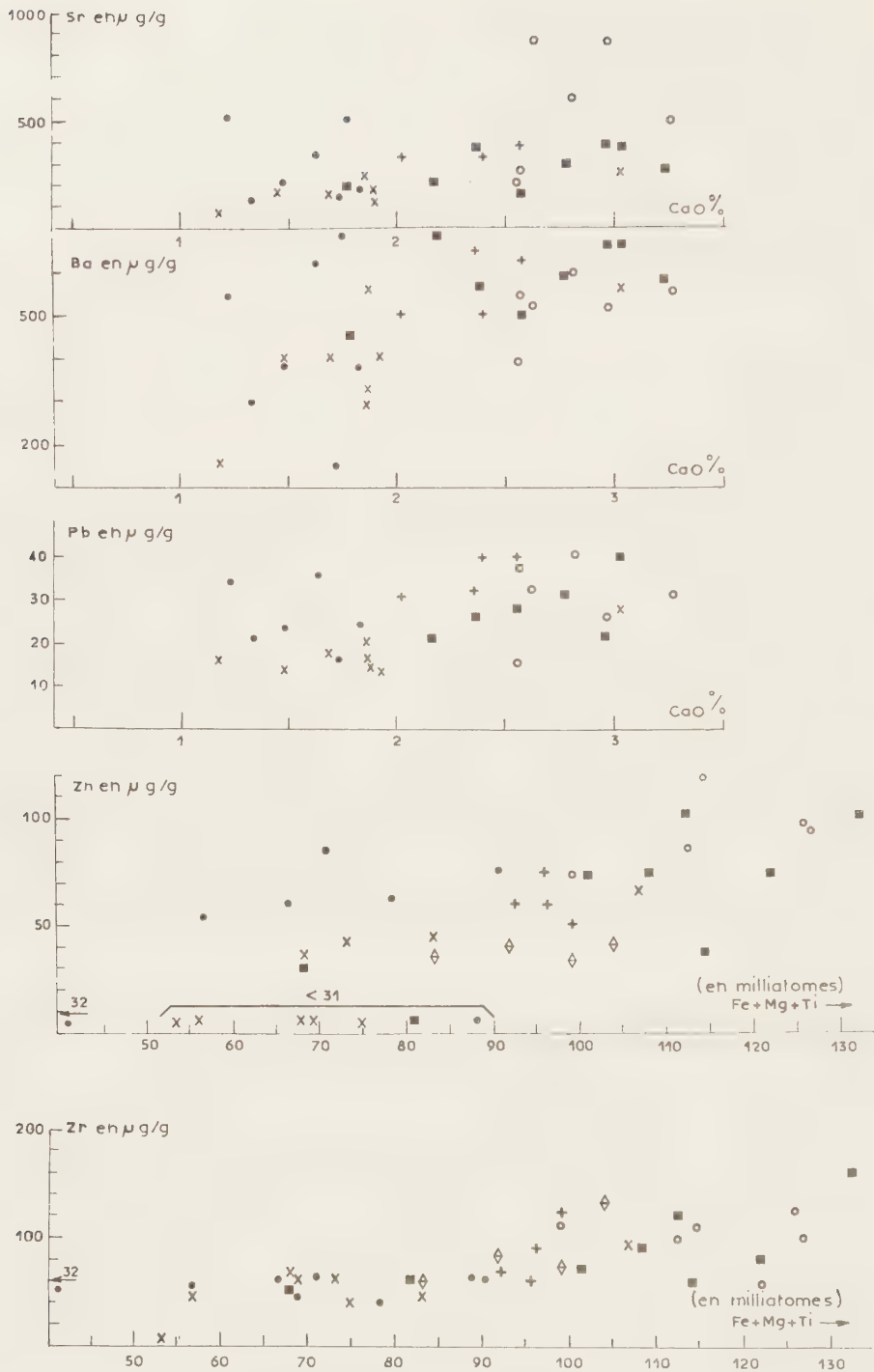


Figure 5 - Variations du strontium, du baryum, du plomb, du zinc et du zirconium en fonction du calcium ou de la somme Fe + Mg + Ti dans le granite de Guéret.

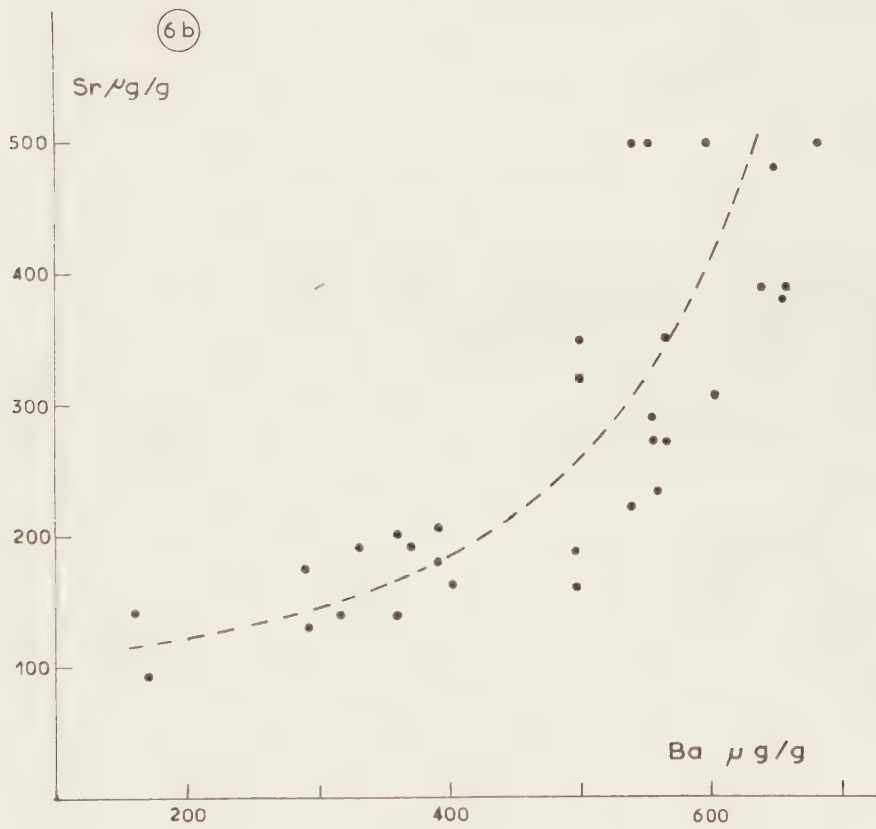
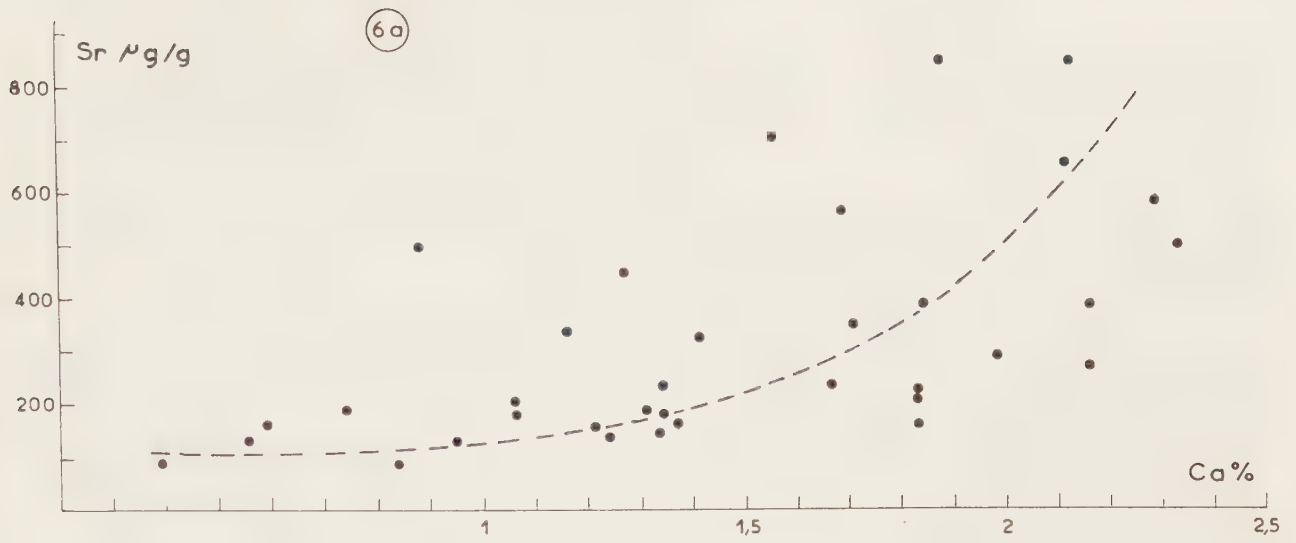


Figure 6 - Evolution des rapports Sr/Ca (6a) et Sr/Ba (6b) dans le granite de Guéret.

(15 $\mu\text{g/g}$) jusqu'au faciès à tendance porphyroïde Est (7,5 $\mu\text{g/g}$). Elle remonte ensuite dans le granite de la Souterraine (10,40) qui une nouvelle fois fait exception à la règle d'ensemble. Ce comportement en apparence anormal du nickel ne doit cependant pas nous surprendre. De même que le vanadium et le chrome, le nickel se localise de façon préférentielle dans les minéraux ferro-magnésiens, où selon A.E. RINGWOOD (1955 a) Ni^{2+} remplacerait en priorité Fe^{2+} et non Mg^{2+} . Mais selon ce même auteur (1955 b), son potentiel ionique est suffisamment élevé pour que, comme le vanadium, il puisse former des complexes solubles dans certaines conditions particulières. Le fait que le vanadium et le nickel aient un même comportement dans ce granite de la Souterraine représente une très bonne illustration des théories de A.E. RINGWOOD.

Bien que le cobalt soit également associé aux minéraux ferromagnésiens, nous n'avons pas obtenu de relation significative avec la somme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, ou même avec le calcium, et les graphiques n'ont pas été reproduits. Toutefois, si on considère les valeurs moyennes, le cobalt suit de manière approchée le vanadium et le nickel dans la séquence pétrographique, et il est également enrichi en fin de séquence dans le granite de la Souterraine. Comme Co^{2+} fait également partie du groupe des ions à potentiel ionique intermédiaire de A.E. RINGWOOD, un tel enrichissement n'est pas inexplicable.

Il est à remarquer que le rapport Ni/Co est plus faible dans les faciès porphyroïdes que dans les faciès granodioritiques ou dans le faciès banal à grain moyen. Cette chute du rapport Ni/Co est habituelle dans les processus de fractionnement.

◦ Zinc et plomb

Il existe une relation positive, beaucoup plus nette dans le cas du zinc, entre ces éléments et le caractère granodioritique. Cela ressort des graphiques $\text{CaO} - \text{Pb}$ et $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} - \text{Zn}$ de la figure n° 5. On sait que le zinc est localisé surtout dans les biotites (L.V. TAUSON - 1965). Le plomb est contenu dans différents minéraux, notamment dans les feldspaths potassiques (K.S. HEIER - 1963 ; S.R. TAYLOR - 1965).

Des valeurs anormalement élevées en zinc et plomb sont observées dans le granite de la Souterraine, compte tenu de son caractère leucocrate. Or, d'après L.V. TAUSON (1965), le plomb et le zinc sont en partie concentrés dans les minéraux du granite sous une forme moléculaire ou atomique et en dépôts sub-microscopiques et microscopiques constitués de leurs minéraux naturels, c'est-à-dire des sulfures étant donné leur caractère chalcophile. Une proportion importante de ces métaux peut ainsi être lessivée par des acides faibles. A une échelle plus générale, les travaux de J. GONI (1966) sur la localisation des éléments en traces coïncident avec ces résultats. Il est bien évident sur un autre plan que ces métaux pourront être remis en mouvement par les processus à caractère tardi-magmatique et concentrés dans les roches où l'influence de ces derniers est considérable comme c'est précisément le cas du granite de la Souterraine.

◦ Le cuivre

Le cuivre présente une relation positive très nette avec la somme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, et sa teneur augmente avec le caractère granodioritique (figure 7). Sa décroissance est très régulière dans la séquence pétrographique, depuis une teneur moyenne égale à 9 $\mu\text{g/g}$ dans les faciès granodioritiques jusqu'à une teneur moyenne de 5,6 $\mu\text{g/g}$ dans le granite porphy-

roïde de la Souterraine. Le cuivre est un élément charcophile et la liaison $\text{Cu}^{2+} - \text{O}$ est fortement covalente. D'après les éléments qui nous sont apportés par L.V. TAUSON (1965), il semblerait que le cuivre doive se séparer sous forme de sulfures pendant les phases de cristallisations précoces. Dans la mesure où il n'est pas remis en mouvement comme l'ont probablement été le zinc et le plomb, il est donc normal qu'il soit appauvri dans les faciès porphyroïdes.

◦ Gallium

Les variations observées sont peu importantes. Quelques fortes teneurs, égales ou supérieures à $25 \mu\text{g/g}$, ont été décelées dans le faciès à texture monzonitique et le granite de la Souterraine. Ga^{3+} peut prendre la place de Al^{3+} et de Fe^{3+} (S.R. TAYLOR - 1965), mais il forme également des complexes, et il est enrichi par rapport à Al au cours de la différenciation. Dans le granite de Guéret, le rapport Al/Ga est effectivement plus faible dans le granite de la Souterraine.

◦ Zirconium

La teneur en zirconium est en moyenne nettement plus faible dans les faciès porphyroïdes ($58-59 \mu\text{g/g}$) que dans les autres faciès (85 à $110 \mu\text{g/g}$). C'est ce qui ressort également si on porte en abscisse la somme Fe + Mg + Ti et en ordonnée le zirconium : une rupture franche apparaît au niveau des faciès porphyroïdes (figure 5). Ce résultat est intéressant, car d'après les données qui ont été réunies par S.R. TAYLOR (1965), les granodiorites contiendraient habituellement moins de zirconium que les granites.

◦ Le Scandium

Le scandium n'a pu être dosé dans aucun des échantillons analysés. Les teneurs réelles sont donc inférieures à la limite de dosage qui est égale à $31 \mu\text{g/g}$. Si on se réfère aux travaux de T. SHIMIZU et R. KINODA (1969) sur le scandium des roches éruptives du Japon, cela ne saurait nous étonner. En effet, ces auteurs ont trouvé une teneur moyenne de l'ordre de $6 \mu\text{g/g}$ pour les granites et granodiorites du Japon, avec des valeurs maxima qui ne dépassent pas $14 \mu\text{g/g}$.

b - Les enseignements de la géochimie des éléments en traces.

Certaines caractéristiques de la distribution des éléments à l'état de traces dans le massif de Guéret s'expliquent par la cohérence géochimique qui existe entre certains éléments majeurs et certains éléments en traces dont les propriétés cristallo-chimiques sont voisines. C'est principalement la décroissance, en sens inverse du caractère granodioritique, d'éléments associés en totalité ou en partie, soit aux minéraux ferromagnésiens (Vd, Cr, Ni, Co, Cu, Zn) soit au calcium dans les feldspaths (Ba, Sr). Ces éléments se révèlent alors comme de simples indicateurs du caractère basique de la roche.

Des renseignements plus intéressants peuvent être tirés du comportement respectif d'éléments à propriétés cristallochimiques voisines et qui sont en compétition pour entrer dans un minéral donné. C'est ainsi que les rapports Ni/Co et Sr/Ca sont plus faibles dans les faciès porphyroïdes. Il en est de même du rapport Sr/Ba et nous verrons

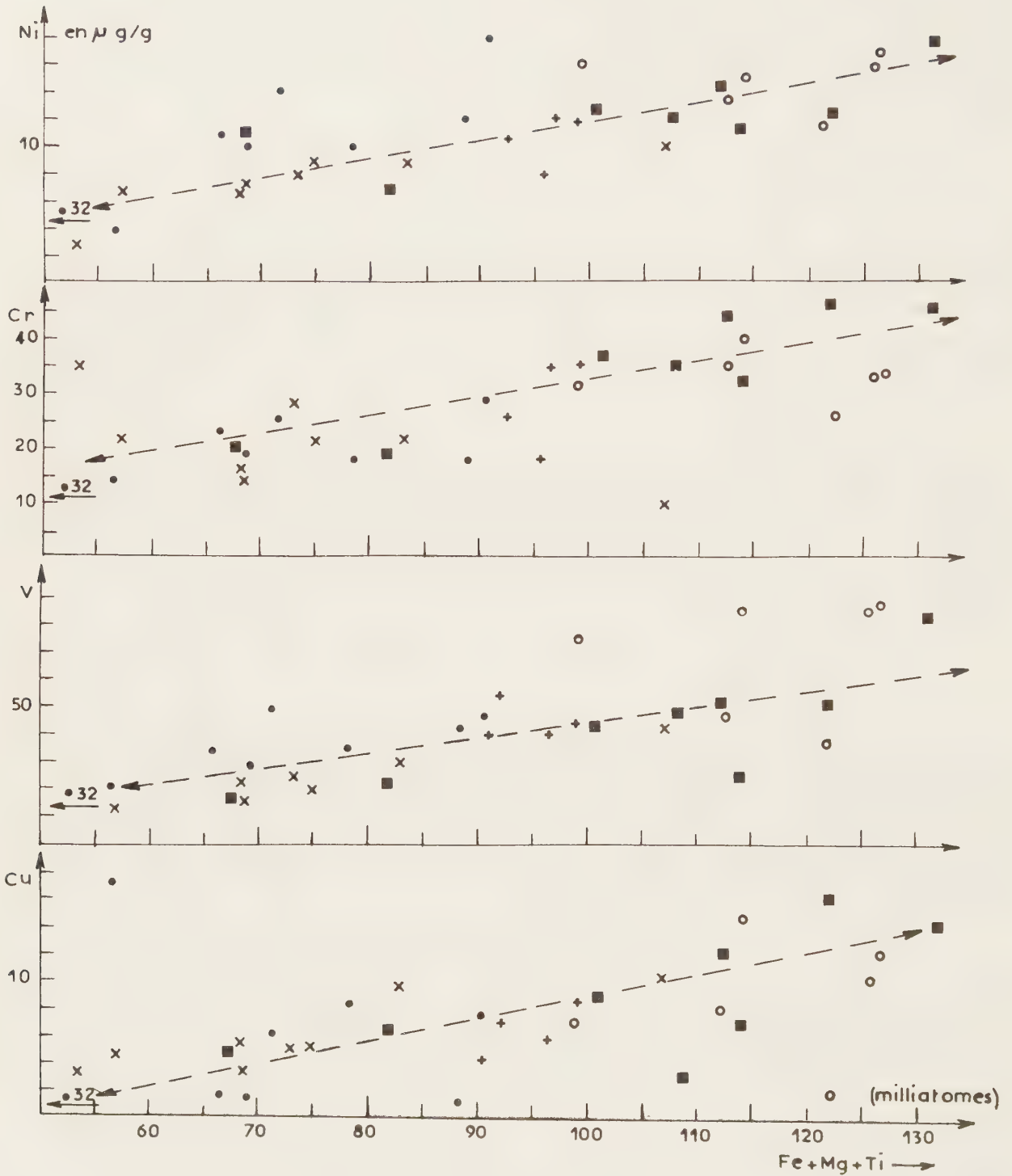


Figure 7 - Variations du nickel, du chrome, du vanadium et du cuivre en fonction de la somme Fe + Mg + Ti dans le granite de Guéret.

que ce rapport diminue également avec l'acidité dans les granites à deux micas. Ses variations se déduisent en fait des relations combinées Sr-Ca, Ba-K et Sr-K dans les feldspaths et les micas. Bien qu'elle aille, semble-t-il, à l'encontre d'idées généralement admises, la concentration du zirconium dans les granodiorites de préférence aux faciès granitiques nous paraît parfaitement conforme à la très grande stabilité du lien ionique Zr-O. Nous revenons sur ces problèmes.

Compte tenu de la répartition générale des éléments en traces dans le granite de Guéret, le faciès porphyroïde de la Souterraine présente un certain nombre de caractères originaux. Bien que situé à l'opposé du pôle granodioritique par sa composition en éléments majeurs, il présente un enrichissement relatif en vanadium, nickel, zinc et plomb, ce qui va à l'encontre du principe de la cohérence géochimique entre les éléments majeurs et les éléments en traces à propriétés cristallochimiques voisines. D'autre part, il se détache très nettement des autres faciès par une teneur élevée en béryllium et en bore. Ces phénomènes d'enrichissement apparaissent liés à une concentration en éléments volatils et de ce fait à l'importance et à la composition de la phase fluide. En effet, le béryllium, le bore, le vanadium et le nickel entrent dans le groupe des ions à fort potentiel ionique ou dans celui des ions à potentiel ionique intermédiaire. Ces ions forment des complexes qui dans certaines conditions se concentrent dans les solutions résiduelles. Le plomb et le zinc déjà disséminés à l'état de traces sont susceptibles d'être remis en mouvement très facilement par de telles solutions, ce qui peut donner lieu à certaines concentrations. Sur un autre plan, l'existence de quartz bipyramidés dans le granite de la Souterraine et la porphyroblastèse ne sont peut-être pas sans rapport avec ces processus.

C - LES ANATEXITES A CORDIERITE ("GNEISS D'AUBUSSON").

Nous avons pu disposer de huit échantillons d'anatexites provenant des deux importants panneaux de St-Sylvain-Montaignut et de Chabannes à l'intérieur du granite de Guéret. Dans le secteur étudié, il en existe d'autres pointements, mais de moindre importance, cités et cartographiés par M. CHENEVOY (1958).

1°) Aspect macroscopique et caractères pétrographiques

Un caractère constant est la finesse du grain, voisin d'un millimètre, ce qui, comme le note M. CHENEVOY (1958), différencie les anatexites du granite dont le grain est bien plus gros. La disparition des biotites, en amas discontinus, leur confère une structure vaguement schisteuse. La proportion de biotite et d'éléments clairs, quartz et feldspath, varie beaucoup suivant que le prélèvement intéresse plus ou moins le leucosome ou le mélanosome. Encore ces variations sont-elles atténuées, car les "gneiss d'Aubusson" sont assez homogènes comparativement à d'autres migmatites.

A côté des minéraux cardinaux et de la biotite, ces roches contiennent de la cordiérite, de la muscovite, de l'apatite, souvent aussi de la sillimanite.

- Le quartz se présente en plages monocristallines ou en gouttelettes dans les feldspaths potassiques. Il est très abondant, et, d'après M. CHENEVOY, ce serait un caractère constant des "gneiss d'Aubusson".

- La cordiérite est sous forme de cristaux automorphes, transformés en pinite ou en

muscovite. Son habitus n'apparaît pas différent de celui qu'elle présente dans le granite de Guéret. La sillimanite, de même que la muscovite, est le plus souvent associée à la biotite dans des lits discontinus ou de petits amas.

- La texture n'est pas cataclasique.
- Le feldspath potassique est en plages xénomorphes, qui présentent souvent le quadrillage caractéristique du microcline. Des plages ainsi quadrillées peuvent être observées à l'intérieur des plagioclases.
- Les plagioclases sont également assez xénomorphes. Ce sont des cristaux d'oligoclase basique zoné (An 25 à An 20), avec parfois un liséré périphérique d'oligoclase acide.

2°) Caractères géochimiques - Comparaison avec le granite de Guéret

a - Les éléments majeurs

Les huit analyses d'anatexites dont nous disposons sont données dans le tableau n° 10, ainsi que la composition moyenne obtenue. Celle-ci n'a évidemment qu'une valeur toute relative étant donné le petit nombre d'échantillons et l'hétérogénéité de ces roches. Certaines caractéristiques apparaissent cependant tout-à-fait significatives.

- La teneur en SiO_2 est élevée, comparable en moyenne à celle du granite de la Souterraine. Il faut rapporter cette caractéristique à l'abondance du quartz. Au contraire, la teneur en alumine apparaît faible par rapport au granite de Guéret.
- La teneur moyenne en CaO ne dépasse pas 1 %. Cette valeur est inférieure même à la teneur moyenne du granite de la Souterraine, ce qui est normal car les plagioclases sont moins abondants dans les anatexites et la proportion d'anorthite n'y est pas supérieure.
- L'alcalinité est faible ($\text{Na} + \text{K} = 157$ en moyenne). Cela provient d'une diminution nette du sodium, mais aussi du potassium, car la valeur de K_2O est plus faible que celle relevée dans le faciès orienté.
- La somme du fer, du magnésium et du titane est comparable, bien que légèrement supérieure, à celle du faciès granitique à grain moyen et à texture cataclasique, que l'on peut considérer comme le faciès banal du granite de Guéret.

Ces caractères chimiques traduisent donc bien la richesse en quartz, la faible abondance des feldspaths, et une proportion élevée de minéraux ferro-magnésiens comparable à ce qui doit exister en moyenne dans l'ensemble du granite de Guéret.

Sur les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, les anatexites apparaissent bien séparées du granite. Le paramètre $\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2 \text{Ca})/3$ a une valeur très élevée, et sur le diagramme où il intervient (figure 3 a) les anatexites sont situées au Nord du granite. Sur le diagramme où intervient le paramètre $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (figure 3 b), les anatexites se placent en ordonnée au niveau des faciès moyens du granite de Guéret. Dans les deux cas, les anatexites sont rejetées vers l'Ouest par suite d'une valeur élevée du paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$, due aussi bien à la chute de Na et Ca qu'au maintien de K à une valeur relativement élevée en raison de l'abondance de la biotite.

Les teneurs en P_2O_5 sont comparables à celles qui ont été décelées dans le granite de Guéret.

	Panneau Ouest (Chabannes)		Panneau Est (St-Sylvain-Montaigut)						Compo. moyenne
	H 88	H 119	H 103	H 105	H 165	H 166	H 194	H 132	
SiO ₂	71,40	71,40	69,10	71,50	69,50	75,20	67,80	72,60	71,06
Al ₂ O ₃	13,90	14,00	14,60	14,20	15,30	13,95	15,50	13,20	14,33
Fe ₂ O ₃	4,28	4,03	4,57	3,30	3,60	0,44	3,01	4,46	3,46
MgO	1,48	1,33	1,65	1,23	1,29	tr.	1,58	1,56	1,26
CaO	1,03	0,83	0,68	1,10	0,34	0,54	2,32	0,78	0,95
Na ₂ O	2,12	2,61	1,84	2,61	2,58	3,71	3,16	1,81	2,55
K ₂ O	3,74	3,94	3,30	3,74	4,28	4,35	4,25	3,38	3,87
TiO ₂	0,64	0,59	0,63	0,49	0,46	tr.	0,45	0,68	0,49
MnO	0,06	0,06	0,08	0,08	0,06	0,03	0,06	0,07	0,06
P. F.	1,48	1,47	2,68	1,39	2,52	1,00	1,04	1,93	1,62
	100,13	100,26	99,13	99,64	99,93	99,22	99,17	100,47	99,65
FeO							2,77		
H ₂ O-						0,12	0,14		
H ₂ O+						0,70	0,77		
CO ₂						0,17	0,13		
P ₂ O ₅						0,29	0,27		0,28

Tableau n° 10 - Composition chimique moyenne des anatexites à cordiérites.

b - Les éléments à l'état de traces

Les résultats analytiques sont reportés sur le tableau n° 8 bis, avec ceux qui intéressent le granite de Guéret. Dans l'ensemble, les données concernant chaque élément sont assez homogènes, après élimination de l'échantillon H 166 qui correspond à une différenciation à caractère aplitique et qui est presque totalement dépourvu de minéraux sombres.

Les teneurs en vanadium et en cobalt sont comparables à celles du faciès-type du granite de Guéret à grain moyen et à texture cataclastique. Le nickel et le chrome sont à des concentrations un peu plus fortes, identiques à celles des faciès granodioritiques. Ces résultats étaient prévisibles étant donné que ces métaux sont associés aux minéraux ferromagnésiens. Le zinc, qui est également contenu en majorité dans les biotites, apparaît à des teneurs relativement faibles, analogues à celle du faciès à tendance porphyroïde Est. Il en est de même pour le plomb.

Les teneurs en gallium sont inférieures à celle du granite de Guéret. Les quantités de béryllium et d'étain sont très faibles. Par contre, une teneur forte en bore a été décelée (80 µg/g).

La quantité de zirconium ne paraît pas différer de celle qui doit être contenue en moyenne dans l'ensemble du granite de Guéret.

La teneur en strontium est comparable à la valeur moyenne la plus faible relevée dans le granite de Guéret, celle des faciès à tendance porphyroïde Est. Le stron-

tium suit donc bien les variations du calcium. L'appauvrissement est moins net pour ce qui concerne le baryum, dont la teneur moyenne dans les anatexites est supérieure à celle qui a été calculée pour les faciès porphyroïdes. Cela montre bien que des quantités notables de baryum sont associées à la biotite.

c - Bilan géochimique de l'étude comparative du granite et des anatexites

La conception de M. CHENEVOY (1958) suivant laquelle le granite de Guéret proviendrait d'une remobilisation des anatexites, problème dont nous serons amenés à reparler, conduit naturellement à faire un bilan comparatif de la composition du granite et des anatexites. La comparaison est effectivement possible pour certains éléments : le fer, le magnésium, le titane, le manganèse, l'aluminium et parmi les éléments à l'état de traces ceux qui d'une façon générale sont associés presque exclusivement aux minéraux ferro-magnésiens, notamment le vanadium, le cobalt, le nickel, le chrome avec aussi le zirconium.

Par contre, les anatexites présentent par rapport au granite un déficit très marqué en alcalins, sodium et potassium, en certains alcalino-terreux, calcium et strontium, en gallium, peut-être aussi en plomb et en zinc. Le cas du baryum n'est pas clair.

Une remarque intéressante est à faire concernant le faciès orienté. Sur le plan spatial, il présente une certaine association avec les anatexites, et sa texture traduit de façon très nette l'influence d'un héritage métamorphique. Or, c'est celui des faciès du granite de Guéret qui a la teneur la plus élevée en calcium et en aluminium, éléments qui font particulièrement défaut dans les anatexites, et, inversement, il présente la teneur la plus faible en silicium. Nous verrons de quelle manière ces résultats d'apparence contradictoire peuvent être interprétés.

II - LES GRANITES A BIOTITE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA MARCHE

Nous reviendrons plus loin lors de l'étude des granites à deux micas sur la constitution géologique de la chaîne de la Marche dans son ensemble. Sa définition en tant qu'unité géologique tient dans la présence de granites à deux micas à gisement syncinématique, qui sont en contact intrusif avec les granites à biotite, notamment avec le granite de Guéret, et, dans la partie Ouest de la chaîne, avec le granite de la région de Tersannes (figure 8). C'est à ce massif que nous nous intéresserons ici, ainsi qu'à celui d'Oradour-St-Genest, au sud de la faille d'Ouzilly, prolongement probable de la faille d'Arrènes. Cette région Ouest de la Marche est séparée du massif de Guéret par les anatexites d'Arnac-la-Poste et la terminaison "en coin" du domaine complexe formé par le granitogneiss de la Brame et les granites à deux micas à grain fin "du type Chateauponsac". De petits pointements de granite à biotite apparaissent également près d'Arnac-la-Poste, associés aux anatexites, notamment celui de St-Hilaire-la-Treille formé par un granite porphyroïde très caractéristique.

Les granites à biotite de Tersannes, Oradour, et St-Hilaire sont généralement représentés comme étant des dépendances du granite de Guéret. C'est notamment l'opinion de M. CHENEVOY (1958) qui identifie le granite de St-Hilaire à celui de la Souterraine,

Contours géologiques relevés sur Esquisse géologique et tectonique du Nord Limousin (Commissariat à l'Energie Atomique Division de la Crouzille 20-4-1968) »

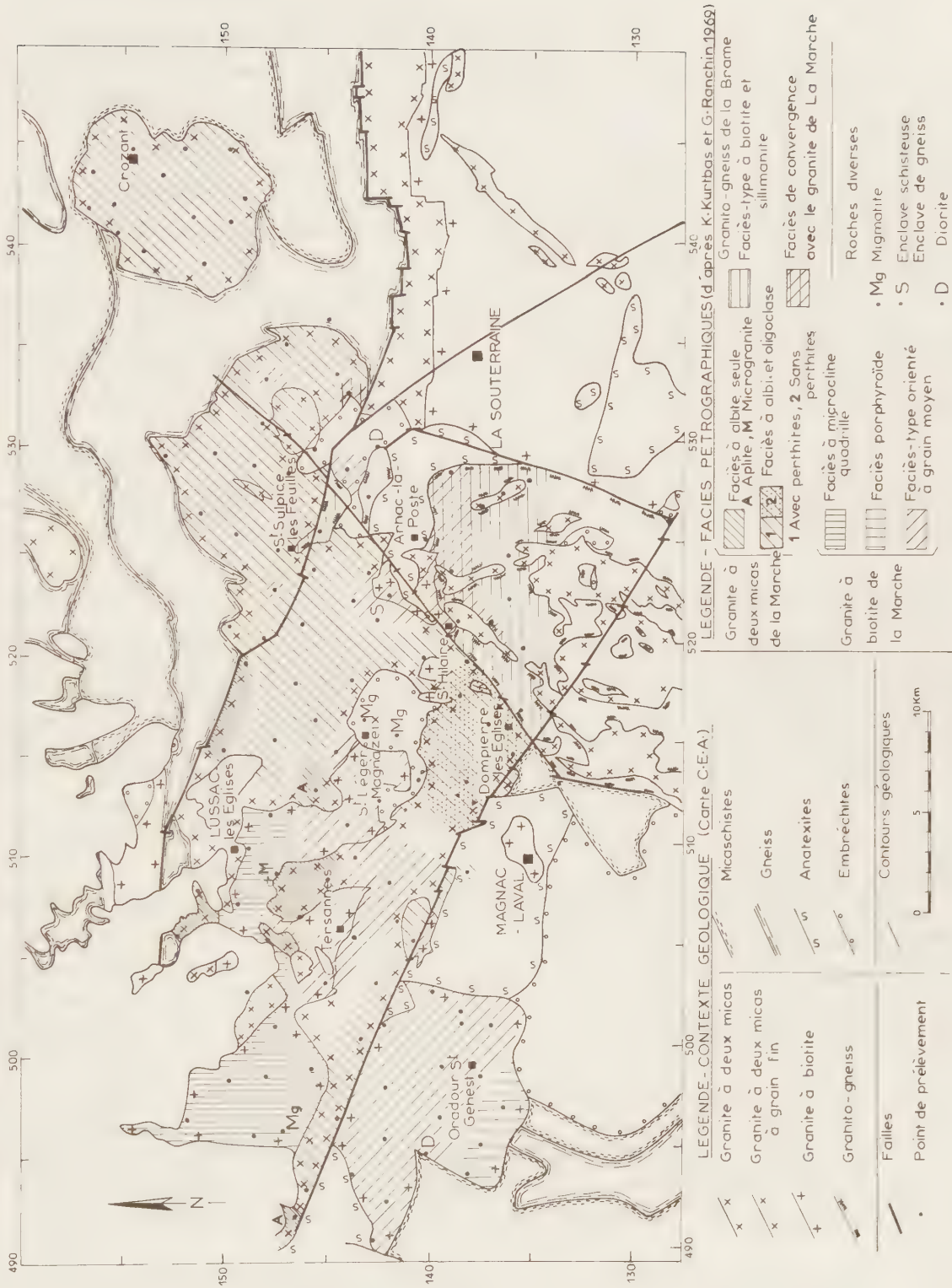


Figure 8 - Faciès pétrographiques dans les granites de la région occidentale de la chaîne de la Marche.

et ceux de Tersannes et d'Oradour aux faciès à grain moyen du granite de Guéret. M. CHENEVOY insiste d'autre part sur la liaison entre ces granites et les anatexites à cordiérite qui est dans cette région particulièrement évidente.

Les levés détaillés effectués par le Commissariat à l'Energie Atomique ont contribué à donner de cette région une image très précise, représentée de manière synthétique sur la carte au 1/100 000 annexée à la note de Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969). Ces auteurs ne font également aucune distinction entre le granite de Guéret et les granites à biotite de la Marche Ouest.

Sur toute cette région Ouest de la Marche, d'une superficie de 600 km², le Service des Recherches de la Division du Limousin a effectué quelques 130 prélèvements, ce qui représente un échantillon pour 4 à 5 km².

Une première étude de ces échantillons a été effectuée au Centre de Recherches Radiogéologiques durant les mois de novembre et décembre 1968 par K. KURTBAS et G. RANCHIN. Les résultats en ont été présentés dans un rapport interne diffusé dans les Divisions du C.E.A.* Nous reprendrons ici la description qui a été faite des granites à biotite.

Il a été prélevé une trentaine d'échantillons dans les granites à biotite de la Marche Ouest. Le granite porphyroïde de St-Hilaire-la-Treille n'est pas représenté dans cet échantillonnage. Il s'agit en fait d'un pointement isolé à superficie très réduite.

A - LES STRUCTURES PETROGRAPHIQUES

Les principaux faciès reconnus dans la Marche Ouest aussi bien pour les granites à biotite que pour les granites à deux micas ont été reportés en surimposition sur le fond géologique de la carte C.E.A. (figure 8). Si on considère les contours établis d'après l'échantillonnage, l'extension des granites à biotite apparaît un peu plus grande que sur le fond géologique dans la région de Tersannes. Cette remarque demanderait une vérification sur le terrain, car il est bien évident que dans des ensembles géologiquement complexes comme celui de la Marche Ouest, de telles cartes de faciès établies d'après un échantillonnage semi-systématique ne peuvent tenir lieu de cartes géologiques.

La structure de ces massifs de granite à biotite de la Marche Ouest est déterminée par l'existence de trois faciès :

- le faciès orienté, à grain moyen.
- le faciès à structure porphyroïde.
- le faciès à microcline quadrillé.

1°) Le faciès orienté à grain moyen

C'est le faciès banal des granites à biotite de la Marche Ouest, et de loin le plus répandu. Il a été observé dans la région de Tersannes, dans les pointements situés à l'Ouest d'Arnac-la-Poste, et il forme par ailleurs toute la partie Nord du massif d'Oradour-St-Genest.

* Les granites de la Marche Occidentale. Rapport interne C.R.R. Janvier 1969.

L'échantillon-type est tout à fait comparable au faciès orienté du granite de Guéret. La disposition en lits des biotites et l'orientation sont extrêmement régulières, et la texture planaire se double d'une texture cloisonnée. De nombreuses passées schisteuses attestent également l'influence de l'héritage métamorphique. Sauf au voisinage des failles, notamment dans le Nord du massif d'Oradour-St-Genest et à l'Ouest d'Arnac-la-Poste, les déformations d'origine tectonique sont le plus souvent peu marquées.

Comme dans le granite de Guéret, et de manière beaucoup plus marquée, c'est le caractère orienté qui fait l'unité de ce faciès, car des variations minéralogiques peuvent y être observées. Nous retrouverons en fait ici une évolution depuis des granodiorites à biotite abondante et à feldspath potassique rare vers des roches plus leucocrates où le feldspath potassique est mieux développé. Parallèlement, la proportion et la teneur en anorthite des plagioclases diminuent. Dans les granodiorites, la teneur en anorthite varie de 45 à 40 % au coeur jusqu'à 27 à 20 % à la périphérie des cristaux. Les termes les plus leucocrates du faciès orienté se caractérisent par des teneurs de 27 à 23 % au coeur et de 25 à 20 % à la périphérie. La cordiérite est dans l'ensemble assez rare dans le faciès orienté, surtout dans les roches granodioritiques.

Comme dans le granite de Guéret, les plagioclases sont automorphes et zonés. L'analyse fine de ces minéraux se révèle complexe, à l'image de ce qui a été observé dans le massif de Guéret. Il peut en exister plusieurs types, avec des teneurs en anorthite différentes dans une même lame mince.

Deux feldspaths potassiques à angle 2V différent ont été observés. Le plus répandu a un angle 2V compris entre 75 et 90°. Il est automorphe, peu perthitique. Le second est caractérisé par un angle 2V compris entre 45 et 55°. Il semblerait donc qu'il y ait coexistence d'un microcline et d'une orthose, encore que le quadrillage caractéristique du premier n'apparaisse que rarement. Les cristaux de feldspaths potassiques sont parfois légèrement zonés comme dans le granite de Guéret, et des différences de l'angle 2V égales à une vingtaine de degrés ont été mesurées entre les zones.

2°) Le faciès à structure porphyroïde

Le faciès porphyroïde a été observé dans la partie Sud-Ouest du massif d'Oradour-St-Genest. Il se distingue du précédent par l'apparition de porphyroblastes espacés et extrêmement poecilites dans une trame qui reste très mélanocrate malgré une certaine diminution de la biotite. La texture est cloisonnée. L'orientation est moins accentuée que dans le premier faciès. Les plagioclases sont encore très calciques (26 à 35 % au coeur, 20 à 22 % à la périphérie). La cordiérite est fréquente ; ce minéral apparaît d'ailleurs comme plus abondant dans le massif d'Oradour-St-Genest que dans les autres massifs. Bien qu'ils n'aient pu être étudiés de façon satisfaisante, les porphyroblastes, qui contiennent de nombreuses inclusions de biotites et de plagioclases, paraissent appartenir au second type reconnu de feldspath potassique, à angle 2V faible.

3°) Le faciès à grain moyen à microcline quadrillé

Ce faciès apparaît à l'Ouest et au Nord des environs de Tersannes. Observé à l'oeil nu, il se distingue assez nettement des précédents par sa teinte générale plus claire due à la raréfaction de la biotite. L'orientation est de ce fait beaucoup moins

marquée.

Assez bien défini par ses caractères macroscopiques, ce faciès l'est encore beaucoup mieux par ses caractères microscopiques. Son trait le plus spécifique est l'abondance du microcline quadrillé, en plages souvent xénomorphes et surtout très fortement poecilitiques. Leurs dimensions ne sont pas telles qu'elles puissent conférer à la roche une structure porphyroïde, mais elles sont très nombreuses et ce faciès est très riche en feldspath potassique. La texture est cloisonnée, la cordiérite rare. Les plagioclases sont beaucoup moins calciques que dans les faciès précédents. La teneur en anorthite varie de 17 à 26 % au coeur ; elle n'est plus que de 3 à 10 % à la périphérie des cristaux. La muscovite reste accessoire.

Par sa composition minéralogique, le faciès à microcline quadrillé peut être considéré comme l'équivalent du granite porphyroïde de la Souterraine dans le massif de Guéret, bien qu'il ne présente pas la structure porphyroïde de celui-ci.

B - L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE

Les analogies qui existent dans la séquence pétrographique mise en évidence dans les granites à biotite de la Marche Ouest avec ce qui a été observé dans le granite de Guéret permettent d'envisager de façon valable une étude géochimique comparative, portant sur le mode d'évolution général et la composition des faciès communs aux deux ensembles.

1°) La géochimie des éléments majeurs

Le dosage des éléments majeurs ayant été effectué sur tous les échantillons prélevés dans la Marche Ouest, nous avons disposé d'une trentaine d'analyses pour le granite à biotite.

a - Présentation des analyses dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE

Sur les diagrammes des figures 9 et 10, les échantillons prélevés dans les granites à deux micas de la Marche Ouest sont aussi reportés, mais nous ne considérerons ici que le granite à biotite.

◦ Le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$; $K - (Na + Ca)$

Figure 9

Les points représentatifs du granite à biotite se disposent suivant une ellipse allongée SO-NE qui se superpose très largement à celle obtenue avec le granite de Guéret dont on rappellera qu'elle correspond à plus de deux cents échantillons. L'inclinaison est identique. De ce fait, les axes d'évolution de ces deux ensembles sont pratiquement confondus, et c'est un argument pour dire qu'ils appartiennent à la même granitisation.

Comme il était prévisible, les points représentatifs du faciès à microcline quadrillé se placent au pôle Nord-Est de l'axe, confondus d'ailleurs avec une minorité d'échantillons appartenant au faciès orienté. Il se confirme donc que celui-ci correspond à une gamme de variations minéralogiques et géochimiques un peu plus étendues que le



Figure 9 - Les granites de la Marche Ouest dans le diagramme $\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}/3)$, $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ de H. de la ROCHE.

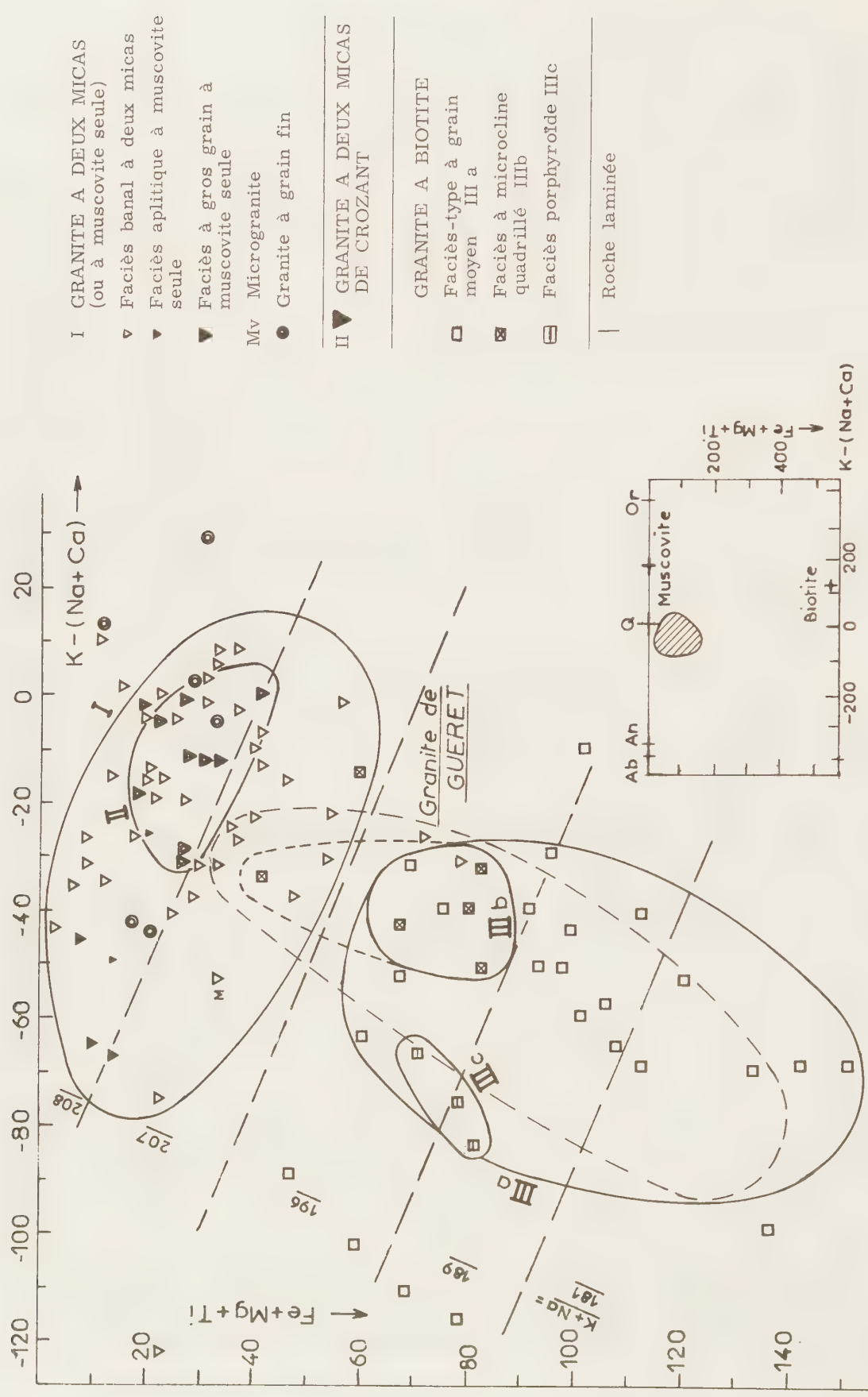


Figure 10 - Les granites de la Marche Ouest dans le diagramme Fe+Mg+Ti, K - (Na+Ca) de H. de la ROCHE.

faciès orienté du granite de Guéret, cela vers le pôle leucocrate et potassique, alors que vers le pôle granodioritique la limite est sensiblement la même. Toutefois, la proportion des roches granodioritiques y est plus faible que dans le granite de Guéret et les différents termes sont répartis de façon plus homogène le long de l'axe d'évolution.

◦ Le diagramme $Fe + Mg + Ti$; $K - (Na + Ca)$ (figure 10)

L'ellipse obtenue est grossièrement orientée SSO-NNE ; la superposition avec le granite de Guéret est également très bonne du côté du pôle granodioritique, mais du côté des valeurs faibles en $Fe + Mg + Ti$ le granite de Guéret déborde assez nettement par rapport à la limite Nord-Est du granite à biotite de la Marche Ouest.

Le faciès à microcline quadrillé s'individualise parfaitement sur ce diagramme, et ses échantillons occupent le pôle Nord-Est leucocrate. Le faciès porphyroïde se place sensiblement au même niveau en ordonnée (d'après la valeur du paramètre $Fe + Mg + Ti$), mais avec un paramètre $K - (Na + Ca)$ moins élevé. Cela nécessite une explication que doit nous donner l'examen des compositions moyennes.

Les valeurs moyennes de la somme $Na + K$ ont été calculées dans trois zones sensiblement d'égales valeurs paramétriques délimitées par des coupures faites perpendiculairement à l'axe d'évolution ¹⁾ (figure 10). L'augmentation de la somme $Na + K$ vers le pôle leucocrate est très nette, les valeurs obtenues étant égales respectivement à 181 pour le pôle granodioritique, 189 et 196 pour le pôle acide. Etant donné que la teneur en silice augmente également, le facteur acidité/alcalinité ne doit pas varier. C'est une confirmation de ce qui avait été observé dans le granite de Guéret.

b - Composition moyenne des différents faciès (tableau n° 11)

Par rapport au faciès orienté à grain moyen, le faciès à microcline quadrillé présente des teneurs plus élevées en SiO_2 , K_2O et des teneurs plus faibles en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 . Etant donné le petit nombre d'échantillons, le test que nous utilisons habituellement pour juger de la signification des différences observées entre les moyennes n'est pas applicable. Toutefois, dans le cas présent, les différences signalées sont telles qu'elles sont nécessairement significatives. Par contre, la teneur en Na_2O ne varie pas. Ce résultat est intéressant, car dans le granite de Guéret il était difficile de se prononcer avec certitude quant au comportement du sodium. Il en résulte que la somme des alcalins augmente dans le faciès à microcline quadrillé ($Na + K = 202$, contre 191 dans le faciès orienté) et que, comme il a été spécifié plus haut, le facteur acidité/alcalinité ne varie pas ($Si/Na + K \neq 6,75$).

La composition du faciès porphyroïde présente certains aspects qui sont contradictoires. Les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO sont intermédiaires entre celles des faciès précédents. Par contre, la teneur en K_2O n'est pas supérieure à celle du faciès

¹⁾ Il est préférable d'utiliser le diagramme $Fe + Mg + Ti$ pour le calcul, car les variations aléatoires de ce paramètre sont plus faibles que celle du paramètre $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$, alors même que les différences qui existent sur la somme $Na + K$ sont faibles et difficiles à mettre en évidence.

	Ensemble des faciès n = 31	Faciès-type orienté n = 20	Faciès porphyroïde n = 3	Faciès à microcline quadrillé n = 8
SiO ₂	67,03 $\sigma = 2,87$	65,64 $\sigma = 2,59$	68,10	69,92
Al ₂ O ₃	16,02 $\sigma = 0,92$	16,34 $\sigma = 0,95$	15,83	15,27
Fe ₂ O ₃	3,42 $\sigma = 0,07$	3,89 $\sigma = 1,18$	2,78	2,66
MnO	0,05 $\sigma = 0,07$	0,07	0,05	0,03
MgO	1,63 $\sigma = 0,60$	1,91 $\sigma = 0,57$	1,54	1,13
CaO	2,02 $\sigma = 0,60$	2,17 $\sigma = 0,59$	2,47	1,51
Na ₂ O	3,29 $\sigma = 0,50$	3,29 $\sigma = 0,62$	3,56	3,23
K ₂ O	4,15 $\sigma = 0,59$	4,00 $\sigma = 0,55$	3,94	4,60
TiO ₂	0,51 $\sigma = 0,23$	0,63 $\sigma = 0,19$	0,27	0,33
P F (à 950°)	1,17 $\sigma = 0,24$	1,26 $\sigma = 0,27$	1,03	1,16
TOTAUX	99,29	99,20	99,57	99,84

Tableau n° 11 - Teneurs moyennes en éléments majeurs des différents faciès du granite à biotite de la Marche.

orienté à grain moyen et la teneur en CaO est plus élevée que la valeur moyenne relevée dans ce faciès. En fait, cela peut s'expliquer, car d'une part nous avons vu que les porphyroblastes se développaient dans une trame très mélanocrate, d'autre part le faciès orienté recouvre des termes à composition variable dont certains sont relativement peu calciques et assez potassiques. Il en résulte que la structure porphyroïde n'est pas nécessairement un bon critère de différenciation.

- Comparaison avec certains faciès du granite de Guéret

La première comparaison qui s'impose a priori concerne les faciès à grain moyen orientés de Guéret et de la Marche Ouest. Sur le tableau n° 12 sont reportées les compositions respectives de ces faciès.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	
66,07	16,18	4,20	0,07	1,82	2,54	3,19	4,14	0,63	1,14	99,98	Guéret n = 43
65,64	16,34	3,89	0,07	1,91	2,17	3,29	4,00	0,63	1,26	99,20	Marche n = 20

Tableau n° 12 - Composition chimique moyenne des faciès orientés dans le granite de Guéret et dans les granites à biotite de la Marche Ouest.

Il faut signaler tout d'abord que de tous les faciès reconnus dans le massif de Guéret, c'est incontestablement le faciès orienté qui a la composition la plus proche de son homologue de la Marche Ouest. Une autre remarque est à faire concernant la teneur en silice qui doit être corrigée dans le second cas par suite d'un total général plus faible, et augmentée logiquement de manière telle qu'elle devient alors identique à celle du faciès orienté du granite de Guéret. Par suite du nombre limité d'échantillons (20) sur lequel repose l'établissement de la seconde moyenne, il est malaisé de faire des comparaisons statistiques, mais il est visible néanmoins que les compositions chimiques de ces deux faciès sont très voisines.

Les compositions chimiques moyennes du granite porphyroïde de la Souterraine, dans le massif de Guéret, et du faciès à microcline quadrillé, dans le massif de Tersannes, peuvent être comparées sur le tableau n° 13. Par suite d'une constitution minéralogique identique, et malgré la différence de texture, il s'avère que ces deux faciès ont la même composition chimique en éléments majeurs.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	
69,93	15,03	2,60	0,05	1,22	1,50	3,27	4,59	0,35	1,11	99,65	Souter. n = 7
69,92	15,27	2,66	0,03	1,13	1,51	3,23	4,60	0,33	1,16	99,84	Fac. mic. quadr. n = 8

Tableau n° 13 - Composition chimique moyenne du granite porphyroïde de la Souterraine et du faciès à microcline quadrillé dans le massif de Tersannes.

2°) Etude de quelques éléments à l'état de traces - Comparaisons avec le granite de Guéret

Dans le cadre de l'étude de la répartition de quelques éléments en traces dans les "pérotypes" granitiques du Limousin, trois échantillons du faciès à microcline quadrillé ont été analysés. Les résultats analytiques sont reportés sur le tableau n° 9, où ils peuvent être comparés à ceux obtenus pour les principaux faciès du granite de Guéret. Nous rappellerons que tous ces dosages ont été effectués par spectrométrie optique

d'émission au Centre Scientifique et Technique du B.R.G.M. à Orléans-la-Source.

Les éléments de cette étude comparative doivent être présentés avec circonspection, étant donné le petit nombre d'échantillons dont on dispose dans chaque cas. Peu d'éléments d'autre part ont été analysés. Outre ceux qui sont indiqués sur le tableau n° 9, l'ytterbium, le germanium, l'yttrium, le bore, le cadmium ont été recherchés, mais les quantités présentes sont inférieures aux limites de dosages égales respectivement à 2 (Yb), 6 (Ge), 10 (Y), 20 (B), et 6 $\mu\text{g/g}$ (Cd).

Par rapport au granite orienté de Guéret, on observe dans le faciès à microcline quadrillé un appauvrissement net en baryum, strontium, cuivre, vanadium, plomb, zinc et gallium. Pour ce qui concerne le baryum et le strontium, la diminution n'est pas aussi forte que dans le cas du granite de la Souterraine, ou dans celui du granite de Maupuis, qui représente le faciès-type à grain moyen du granite de Guéret. Elle est plus nette pour le cuivre comparativement à ce même granite du Maupuis et les teneurs en zinc et en vanadium remontent légèrement comme dans le faciès de la Souterraine. Par contre, il n'y a pas cet enrichissement en béryllium et en bore qui caractérise le granite de la Souterraine ¹⁾.

Pour conclure, il est évident que les proportions d'éléments en traces dans le faciès à microcline quadrillé reflètent sa composition en éléments majeurs avec en particulier un appauvrissement des éléments associés au calcium dans les plagioclases et aux minéraux ferro-magnésiens. Toutefois, sauf peut-être pour le vanadium et le zinc, il ne présente pas les anomalies si caractéristiques du granite de la Souterraine caractérisé notamment par un enrichissement en béryllium et en bore. Il n'en présente pas non plus certaines particularités de structure, notamment les quartz bipyramidés, les porphyroblastes, malgré une composition en éléments majeurs identique. Il y a certainement lieu de rapprocher la géochimie des éléments en traces de ces différences de structures, en liaison avec la composition de la phase fluide.

III - LE MASSIF D'AUREIL

Le massif d'Aureil est un exemple de ces granites à biotite à gisement intrusif dont il existe de nombreux petits massifs dans le Limousin. Il entre dans la catégorie des granites intrusifs communs de M. CHENEVOY, et, selon cet auteur, il présente un contact net discordant, au Nord avec les anatexites à cordiérite, à l'Est et au Sud avec les formations gneissiques et la diorite orientée de St-Jean-de-Ligoure (figure 11). Des panneaux de la diorite sont emballés dans le granite.

La superficie du massif d'Aureil est voisine de 130 km². Le Service des Recherches de la Division de la Crouzille a prélevé 90 échantillons dans ce granite, ce qui représente environ 1 échantillon pour chaque carré de 1,5 km². Mais, en fait, leur répartition est assez irrégulière, et ce sont les conditions d'affleurement qui ont surtout orienté les prélèvements. Le resserrement de la maille par rapport aux autres massifs étudiés jusqu'à présent se justifie par l'étendue restreinte du granite d'Aureil.

¹⁾ Les échantillons riches en bore du granite de la Souterraine n'ont pas été repris dans cette seconde série d'analyses.

Une première étude pétrographique et géochimique de ces échantillons a été effectuée durant l'été 1967 par M. ARNOLD et G. RANCHIN. Les résultats en ont été présentés de façon sommaire dans le rapport annuel du C.R.R. portant sur l'année 1967. Différentes zones avaient été individualisées, dont la signification et les caractères propres seront précisés ici, et nous verrons comment situer le granite d'Aureil par rapport aux granites de "type Guéret".

A - ZONALITE DU MASSIF D'AUREIL

Le massif d'Aureil était considéré comme "homogène dans toute son étendue", pour reprendre une expression de M. CHENEVOY. La mise en évidence d'une zonalité avec des structures bien caractérisées illustre le bien-fondé de l'approche méthodologique adoptée pour l'étude de ces massifs d'apparence homogène.

Nous pouvons parler de zonalité dans le cas du massif d'Aureil, car, à l'inverse de ce qui a été observé dans le massif de Guéret, les différents termes de la séquence pétrographique se succèdent également dans l'espace. Cette disposition des faciès détermine une structure semi-concentrique. L'existence d'une véritable zonalité dans ce massif peut refléter a priori des conditions de mise en place différentes de celles du granite de Guéret ou des granites à biotite de la Marche Ouest.

Les différents termes de la séquence pétrographique se succèdent suivant une direction générale Nord-Sud pour le corps principal du massif granitique et suivant le direction Est-Ouest dans le prolongement d'Aigueperse. Trois zones principales ont été distinguées, mais le passage entre les différents faciès est très progressif.

Zone I

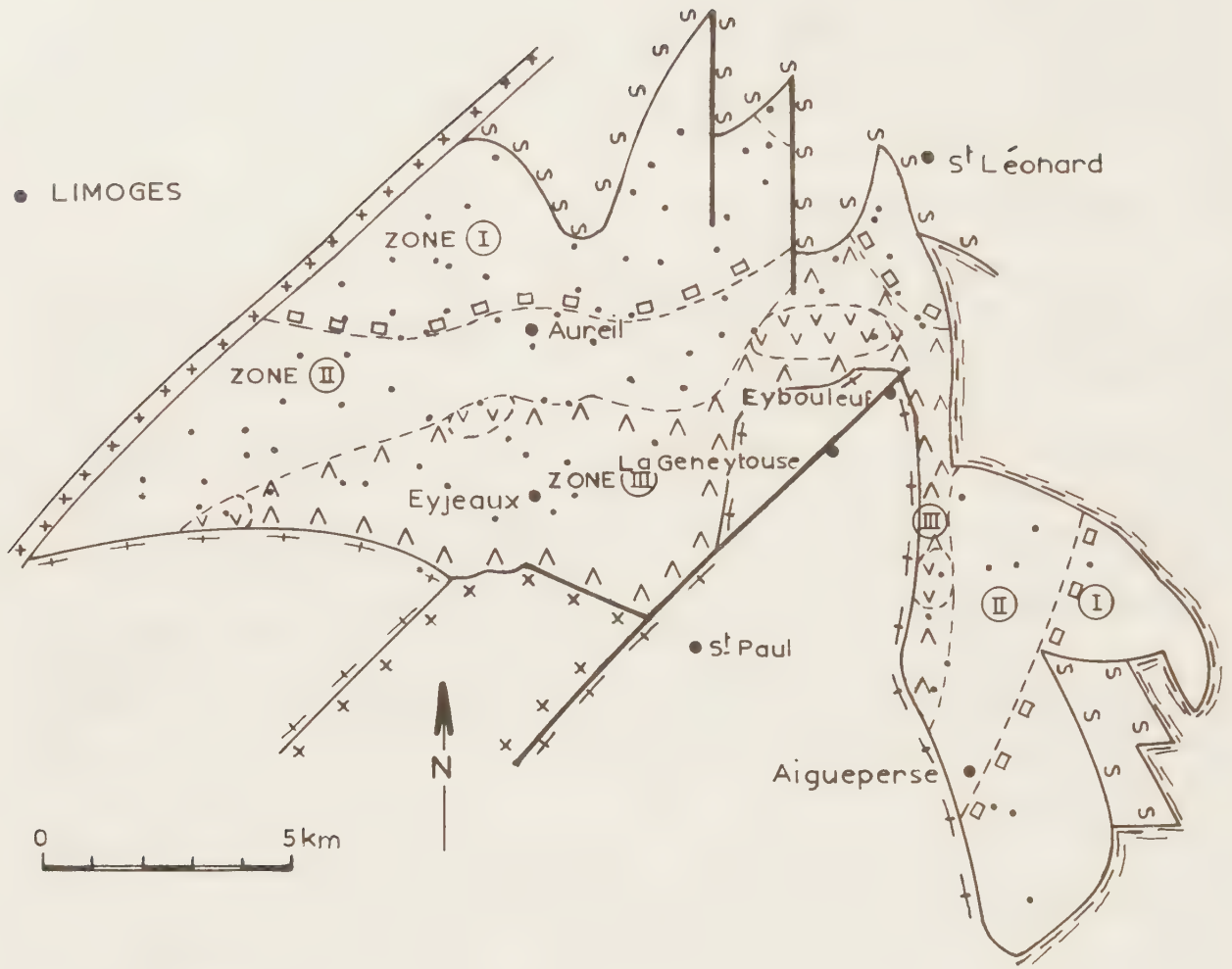
La bordure Nord du massif et la bordure Sud-Est sont formées par un granite à grain moyen orienté de couleur grise, riche en biotite, avec une texture planaire à cloisons. Les plagioclases sont automorphes ou subautomorphes, et zonés : la teneur en anorthite est en moyenne de 26 % au coeur et de 22 % à la périphérie. Les feldspaths potassiques sont automorphes et bien zonés ; les angles 2V mesurés correspondent à de l'orthose. Bien souligné par des inclusions de plagioclases et de biotite orientées parallèlement aux faces du cristal, le zonage est beaucoup plus net que dans les feldspaths potassiques du granite de Guéret. Les myrmékites sont abondantes. La cordiérite est assez fréquente, en amas informes pinitisés ou transformés en gigantomolite. Ce granite contient également des grenats et de l'apatite, celle-ci souvent en prismes aciculaires.

Localement, ce faciès acquiert une structure porphyroïde.

Zone II

Il n'y a pas de limite franche entre les deux zones qui soit déterminée par un changement brusque dans la texture, l'habitus ou la composition des minéraux. Mais il existe des transformations graduelles dont la somme conduit à un faciès différent :

- Appauvrissement en biotite et diminution de l'orientation, enrichissement en quartz.
- Disparition du caractère porphyroïde local.
- Développement d'une cataclase légère.
- Présence d'oligoclase acide à côté de l'oligoclase basique, avec un zonage d'amplitude



LEGENDE

Contours du Massif d'après M. CHENEVOY - 1958	
	Gneiss supérieur à deux micas
	Gneiss inférieurs à biotite et sillimanite
	Anatexites à cordiérite
	Microgranite
	Diorite orientée
	Faïlle
ZONALITE	
	Granite à biotite Zone I : granite orienté
	Zone II Granite à deux micas
	Zone III a
	Zone III b (à muscovite prédominante)
	• Points de prélèvement

Figure 11 - Zonalité granitique dans le Massif d'Aureil.

plus faible (15 à 17 % au coeur, 10 à 12 % à la périphérie).

- Apparition de microcline quadrillé en petites plages xénomorphes, à côté des feldspaths potassiques automorphes et zonés.
- Apparition de muscovite, en petits cristaux allongés formant des groupements épitaxiaux avec la biotite.

Les grenats, la cordiérite sont des minéraux fréquents. Dans plusieurs échantillons, de la tourmaline a été observée, mais il n'est pas certain qu'elle soit véritablement caractéristique de cette zone.

Sur le plan chimique, ces transformations vont de pair avec une augmentation de SiO_2 et avec une diminution de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O et TiO_2 (tableau n° 14). La comparaison statistique des moyennes à l'aide de la variable

$$t = \frac{m_1 - m_2}{\sqrt{\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2}}$$
 dont les valeurs sont reportées sur ce tableau montre que ces différences sont parfaitement significatives. Par contre, la teneur en K_2O ne varie pas.

Sur le diagramme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ (figure 12), le domaine de la zone II se distingue très nettement de celui de la zone I qu'il prolonge au Nord-Est, ce qui traduit à la fois une décroissance du caractère ferro-magnésien et une augmentation du paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$. Cette augmentation est due pour l'essentiel à la baisse des teneurs en Na et Ca et non à la variation de K . Mais, étant donné que la quantité de biotite a diminué et que la muscovite est peu importante, la proportion de feldspath potassique par rapport aux plagioclases augmente sans doute légèrement dans la zone II du massif d'Aureil. L'axe d'évolution qui caractérise le granite d'Aureil est sensiblement parallèle à celui du granite de Guéret, dont le pôle potassique et leucocrate a été reporté sur la figure 12, mais il est très nettement décalé vers l'Ouest.

ZONE III - Granite à deux micas

Cette zone se caractérise par le développement de paillettes de muscovite bien visibles à l'oeil nu, de dimensions et en quantités presque comparables à celles de la biotite. Ces cristaux ont des formes losangiques nettes. Il s'agit en fait d'un granite à deux micas, encore qu'il soit assez éloigné dans son aspect du faciès-type de ces roches dans le Massif Central français. Ici le grain est assez fin, plus fin d'ailleurs que celui du granite à biotite des zones I et II, l'orientation est encore perceptible.

Au microscope, la muscovite apparaît en grandes lattes isolées, souvent tordues par suite de déformations tectoniques, ou en cristaux plus petits formant des groupements épitaxiaux avec la biotite.

En dehors de ce développement de la muscovite, il n'y a guère de différences minéralogiques avec le faciès précédent. Il y a coexistence de microcline quadrillé et de grands cristaux perthitiques de feldspath potassique mâclé selon la loi de Carlsbad, avec de nombreuses inclusions de plagioclases parallèles à la trace du plan de macle. Les cristaux de feldspath potassique zonés sont plus rares. L'apparition du quadrillage caractéristique du microcline a pu être observée dans de tels cristaux.

Par rapport au faciès précédent, les différences chimiques sont peu accentuées : une augmentation de 0,17 % de la teneur en K_2O , probablement significative, une légère croissance de la teneur en SiO_2 et une légère diminution des teneurs en Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MgO . Sur le diagramme de la figure 12, ce faciès est englobé dans le domaine de la

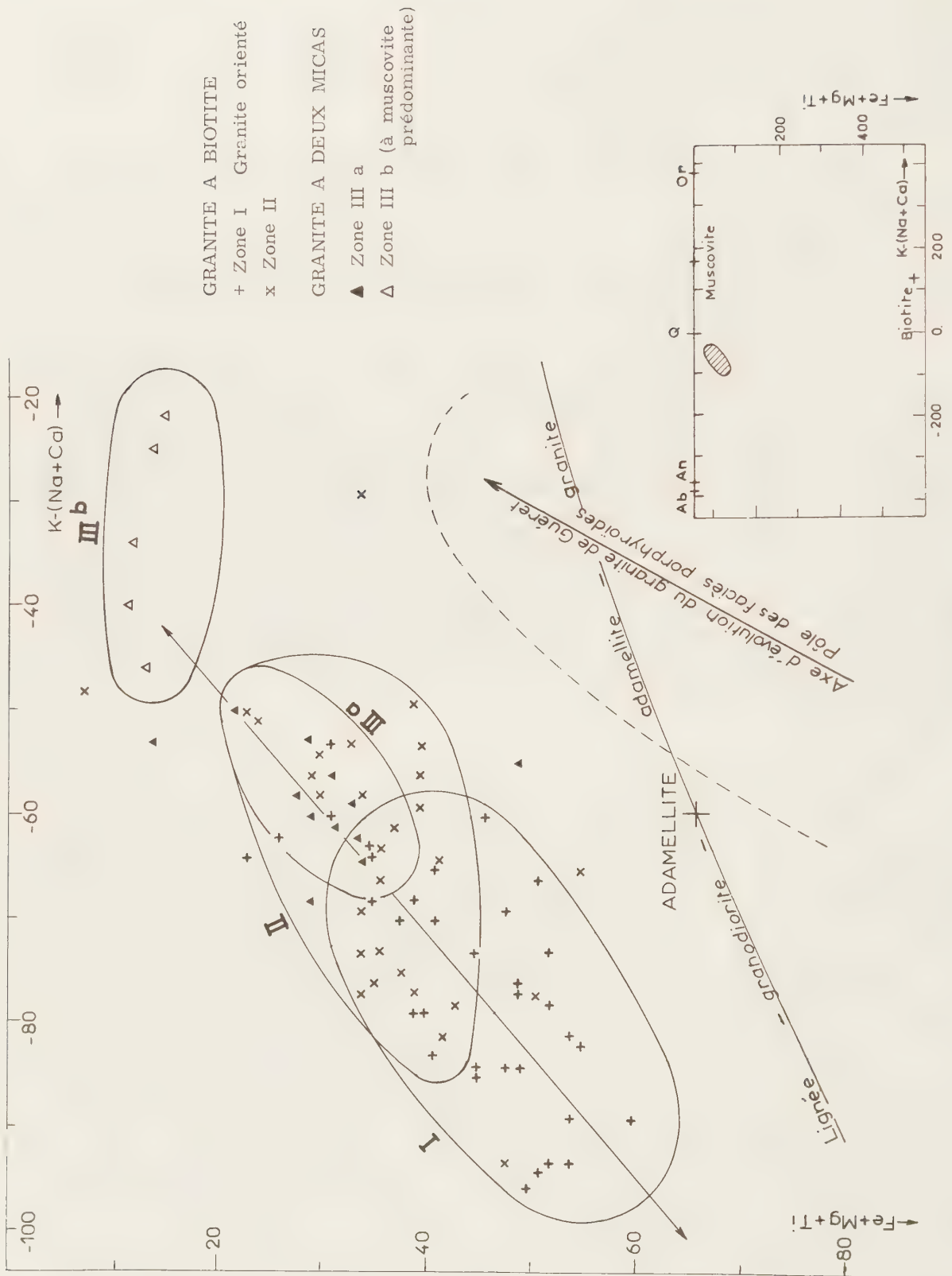


Figure 12 - Les différentes zones du granite d'Aureil dans le diagramme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec le granite de Guéret.

	Zones I et II - Granite à biotite			Compa- raison entre I et II Valeurs de t	Zones III a et III b Granites à deux micas	
	Zone I n = 34	Zone II n = 29	Ensemble du granite à biotite n = 61		III a n = 16	III b n = 5
SiO ₂	69,61 $\sigma = 1,28$	70,96 $\sigma = 1,83$	70,13 $\sigma = 1,47$	3,37	71,49	73,90
Al ₂ O ₃	16,00 $\sigma = 0,55$	15,56 $\sigma = 0,57$	15,77 $\sigma = 0,64$	3,09	15,45	14,88
Fe ₂ O ₃	1,82 $\sigma = 0,33$	1,49 $\sigma = 0,42$	1,72 $\sigma = 0,39$	3,47	1,40	0,99
MnO	0,04	0,03	0,03		0,03	0,04
MgO	0,71 $\sigma = 0,18$	0,52 $\sigma = 0,21$	0,64 $\sigma = 0,19$	3,86	0,41	0,00
CaO	1,78 $\sigma = 0,34$	1,14 $\sigma = 0,37$	1,58 $\sigma = 0,40$	7,07	1,15	0,48
Na ₂ O	4,21 $\sigma = 0,14$	4,06 $\sigma = 0,20$	4,16 $\sigma = 0,18$	3,40	4,08	3,68
K ₂ O	4,24 $\sigma = 0,21$	4,29 $\sigma = 0,29$	4,28 $\sigma = 0,26$	0,78	4,46	4,38
TiO ₂	0,26 $\sigma = 0,06$	0,20 $\sigma = 0,07$	0,24 $\sigma = 0,07$	3,33	0,20	0,06
P.F.	1,05 $\sigma = 0,25$	1,13 $\sigma = 0,29$	1,09		1,21	1,44
Total	99,72	99,38	99,64	99,88	99,88	99,85

Tableau n° 14 - Composition chimique moyenne des granites des différentes zones du massif d'Aureil.

zone II, mais dans la partie la plus leucocrate.

Le granite qui vient d'être décrit constitue l'essentiel de la zone III. Mais, dans cette zone, il existe un second type à muscovite seule ou presque, la biotite étant très rare. La texture est fortement cataclastique, et l'existence de ce granite paraît liée à des zones de broyage, notamment deux, la première près d'Eyjaux au Sud d'Aureil, la seconde à l'Est près d'Eybouleuf. Le premier faciès a été cartographié en IIIa et le second, à muscovite prédominante, en IIIb.

La muscovite se présente en lattes très allongées, toujours tordues, le plus souvent au milieu du quartz, lui-même en plages étirées et engrenées. Cette roche est

d'ailleurs très quartzreuse. Une séricitisation intense est parfois visible. La séricite apparaît généralement en traînées filamenteuses, probablement fissurales ; en quantité moindre, elle se développe directement sur les feldspaths. Les oxydes de fer sont abondants. Ce sont sans doute des résidus de l'altération des biotites. Le plagioclase est généralement de l'oligoclase acide peu ou non zoné, mais il y a aussi des cristaux d'albite. Des grenats de grande taille ainsi que des nodules de cordiérite transformés en pinité ont été observés.

Sur le plan chimique, par rapport au faciès normal à deux micas (IIIa), il apparaît un enrichissement très important en SiO_2 , supérieur à 2 %, un appauvrissement très net en MgO , qui n'est plus dosable, ainsi qu'en CaO , Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 . La teneur en K_2O ne change pas. Aussi, sur le diagramme de la figure 12, les échantillons à muscovite prédominante sont très nettement séparés du faciès précédent, et ils apparaissent beaucoup plus quartzeux. On note également que le paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ a augmenté, cela par suite de la diminution de Ca , mais aussi de Na . Il faut se demander si cette baisse de la teneur en Na_2O n'est pas due à l'influence de l'altération météorique sur ces roches très laminées. Il ne se peut pas que ce soit la seule raison. En effet, ce granite paraît résulter d'un phénomène de silicification secondaire ayant affecté le faciès normal à deux micas, en liaison avec des zones de tectonique active, et accompagné d'une décalcification et d'une destruction des biotites. Les feldspaths eux-mêmes sont affectés, d'où une décalcification importante et une baisse de la teneur en sodium. Le potassium ne varie pas, grâce à la cristallisation en abondance de muscovite et de séricite.

B - PARTICULARITES GEOCHIMIQUES DU GRANITE A BIOTITE D'AUREIL, COMPARATIVEMENT AU GRANITE DE GUERET (Zones I et II)

Si par certains de ses caractères pétrographiques le granite à biotite d'Aureil (zones I et II) peut rappeler les granites de type Guéret, il en diffère profondément sur le plan géochimique. Il se caractérise en effet par une teneur très élevée en Na_2O , égale en moyenne à celle de K_2O , et même supérieure dans certains échantillons. La différence apparaît très nettement si on compare le granite d'Aureil à des faciès dans la granitisation de type Guéret qui soient d'acidité comparable, tel que le granite de la Souterraine ou le granite à microcline quadrillé de la Marche Ouest (tableau n° 15). L'alcalinité est également plus élevée dans le granite d'Aureil, et, au contraire, le facteur acidité/alcalinité est plus bas ($\text{Na} + \text{K} = 224$ pour la zone I d'Aureil et $\text{Si}/\text{Na} + \text{K} = 5,18$ contre 215 et 5,42 pour le granite de la Souterraine).

La teneur élevée en sodium nous explique pourquoi, sur le diagramme $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ de H. de la ROCHE (figure 12), l'axe d'évolution du granite d'Aureil est fortement décalé vers l'Ouest par rapport à l'axe commun au granite de Guéret et aux granites à biotite de la Marche Ouest. Il se place même en retrait de la ligne qui joint les points représentant la composition moyenne des granodiorites, des adamellites et des granites.

Pour des teneurs en silice voisines, il faut noter par ailleurs que le granite d'Aureil apparaît plus alumineux et plus pauvre en fer, en magnésium et en titane. Il est une autre différence chimique, très significative, qui porte sur le phosphore. La teneur en P_2O_5 dans les zones IIIa et IIIb d'Aureil oscille autour de 0,12 %, alors que dans le granite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P. F.	Total
Zone I Aureil	69,61	16,00	1,82	0,04	0,71	1,78	4,21	4,24	0,26	1,05	99,72
Granite de la Souterraine (Guéret)	69,93	15,03	2,60	0,05	1,22	1,50	3,27	4,59	0,35	1,11	99,65
Faciès à micr. quadrillé (Marche Ouest)	69,92	15,27	2,66	0,03	1,13	1,51	3,23	4,60	0,33	1,16	99,20

Tableau n° 15 – Comparaison chimique entre les faciès à acidité comparable des massifs de Guéret, la Marche Ouest et Aureil.

de Guéret elle s'élevait en moyenne à 0,25 % (tableau n° 16).

Cette teneur comparativement plus élevée en Na₂O se traduit non seulement par une plus grande abondance des plagioclases par rapport au feldspath potassique, mais aussi par le caractère perthitique de celui-ci. Aussi, mieux qu'une classification modale, une classification établie sur la base d'une composition minéralogique virtuelle comme celle de A. LACROIX exprimera les particularités chimiques et minéralogiques de ces roches. Les paramètres CIPW-LACROIX ont été calculés pour quelques échantillons choisis pour leur état de fraîcheur et sur lesquels le fer ferreux a été dosé. Quatre des six échantillons provenant des zones I et II sont à ranger dans la branche des granites akéritiques, les deux autres sont à la limite des granites akéritiques et des granites monzonitiques (tableau n° 16).

Nous avons cherché à savoir si les caractéristiques chimiques du granite d'Aureil se retrouvaient dans d'autres massifs intrusifs de granite à biotite du Limousin. Quatre analyses sont données par M. CHENEVOY (1958) qui portent respectivement sur les granites de Chirac, Esse et Vaulry, au niveau du cours moyen de la Vienne, et sur le granite d'Auriat situé à l'Est du massif d'Aureil. A l'exception du granite d'Auriat, il apparaît effectivement que ces granites sont au moins aussi sodiques que potassiques, sinon plus comme dans le cas du granite de Chirac (tableau n° 17). A acidité égale, ils sont donc plus sodiques mais ils apparaissent aussi plus alumineux que les granites de "type Guéret". Pour ce qui concerne le granite de Vaulry, cette caractéristique ressort moins nettement des quatre analyses données par J. BARBIER (1967) (tableau n° 17), mais deux de celles-ci intéressent un faciès porphyroïde marqué déjà par une certaine évolution, dont un appauvrissement en Na₂O, par rapport au faciès-type à grain fin de Vaulry. D'autre part, les deux échantillons du faciès à grain fin sont très altérés (P.F. > 2 %), et pour l'un au moins un départ de soude par le fait de l'altération météorique ne peut être exclu.

D'après la description qui en a été faite par M. CHENEVOY, le granite de Chirac contient de la hornblende, et, sur sa bordure Nord, celle-ci est particulièrement abondante. De même, dans l'ensemble des granites de la Vienne moyenne, auquel appartient le granite d'Esse, les granites à biotite peuvent passer latéralement à des granites à amphibole ou même à des roches dioritiques. Ces faciès à amphibole apparaissent généralement dans le prolongement des diorites orientées interstratifiées dans la série métamorphique. Les diorites sont souvent associées à des niveaux d'amphibolites, et il apparaît fréquemment qu'elles en dérivent par remobilisation. Des panneaux dioritiques peuvent être

	Granite à biotite							Granite à deux micas			
		Zone I			Zone II			Zone III a		Zone III b	
	F 6	F 7	F 33	F 16 bis	F 45	F 51	F 79	F 67	F 69	F 72	F 75
SiO ₂	68,90	68,90	69,90	68,90	70,60	72,30	71,40	71,20	71,20	74,10	73,80
Al ₂ O ₃	16,65	16,60	16,00	15,40	15,45	15,45	14,60	15,70	16,00	13,90	14,20
FeO	1,64	1,33	1,25	1,47	1,19	0,88	1,00	0,74	0,83	0,34	0,46
Fe ₂ O ₃	0,21	0,56	0,49	0,40	0,19	0,28	0,50	0,31	0,51	0,50	0,40
MnO	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03
MgO	0,89	0,84	0,69	0,79	0,62	0,44	0,44	0,34	0,44	tr.	tr.
CaO	1,83	2,28	1,93	2,23	1,58	1,13	1,31	0,93	1,08	0,69	0,84
Na ₂ O	4,06	4,41	4,21	4,36	4,21	4,01	3,67	4,05	4,24	3,80	4,30
K ₂ O	4,60	4,16	4,11	3,96	4,30	4,50	5,35	4,54	4,50	4,44	4,70
TiO ₂	0,25	0,30	0,30	0,35	0,19	0,20	0,20	0,10	0,20	tr.	0,15
P.F.	0,90	0,82	0,81	0,82	0,93	0,93	0,80	1,16	1,17	1,20	0,94
Total	99,97	100,23	99,73	98,71	99,30	100,15	99,29	99,09	100,21	99,01	99,82
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,15	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,16	0,19	0,10
CIPW Lacroix	P	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	q	4	4	4	4	4	4	4	4'	(3)4	4
	r	2	2	2	2	'2	(1) 2	1(2)	1(2)	1'	1'
	s	3	3(4)	3(4)	3(4)	3'	3	3'	3'	3'	3'
	Or/pl	0,63	0,52	0,55	0,50	0,60	0,69	0,84	0,70	0,75	0,72
An %	0,19	0,22	0,20	0,22	0,17	0,12	0,15	0,10	0,12	0,08	0,06

Tableau n° 16 - Composition chimique de quelques échantillons types non altérés des différentes zones du granite d'Aureil.

observés dans les granites. Il est donc certain que ces roches basiques représentent une partie des matériaux assimilés par la granitisation. Or, le rapport Na₂O/K₂O et la proportion de Al₂O₃ y sont beaucoup plus élevés que dans les panneaux d'anatexites à cordiérite contenus dans le granite de Guéret et considérés comme les vestiges d'une partie des formations granitisées. Selon M. CHENEVOY, le pourcentage des oxydes dans les diorites orientées varierait effectivement dans les limites suivantes :

SiO ₂	de	50 à 63 %	Na ₂ O	de	2,7 à 4,5 %
Al ₂ O ₃	de	17,5 à 20 %	K ₂ O	de	0,7 à 2 %

Le rapport Na₂O/K₂O est au minimum égal à deux. Dans les anatexites à cordiérite des panneaux de Chabannes et Montaigut, la moyenne de ce rapport est égale à 1,5, et celle de la teneur en Na₂O est seulement de 2,5 % (tableau n° 10).

En règle générale, les amphibolites intercalées dans les gneiss supérieurs et les micaschistes sont associées à des leptynites plagioclasiques. Toutes ces roches

se caractérisent selon M. CHENEVOY par un rapport K_2O/Na_2O très faible. De plus, les complexes massifs leptyno-amphiboliques comme celui de la Gartempe présentent une constante richesse en soude : les caractères chimiques, la paragenèse sont ceux des associations volcaniques "spilites-kératophyres" dont ces complexes dériveraient.

Les différences chimiques qui apparaissent entre les granites "type Guéret" et le granite d'Aureil à des stades de différenciation comparables peuvent être rapportées pour les plus caractéristiques d'entre elles à la nature de l'environnement métamorphique, et par voie de conséquence à la composition des matériaux assimilés par la granitisation. La richesse en sodium du granite d'Aureil est liée de toute évidence à l'existence de niveaux leptyno-amphiboliques très sodiques d'origine volcanique intercalés dans la série métamorphique ; ces observations sur l'importance de l'héritage dans la géochimie des alcalins rejoignent celles effectuées par d'autres auteurs (M. ROUBAULT et H. de la ROCHE - 1968). Mais, comme pour le granite de Guéret, les structures principales du massif d'Aureil dont la disposition détermine une véritable zonalité sont le résultat d'un processus de différenciation : un des pôles de la séquence pétrographique est représenté ici par un granite à deux micas.

IV - LE GRANITE ORIENTE DE LA BRAME

Toute la région Ouest du massif de St-Sylvestre est constitué par un ensemble hétérogène de granite orienté à biotite et sillimanite et de granite à grain fin à deux micas. Les affleurements de granite à grain fin forment une trame complexe dans le granite orienté. M. CHENEVOY a appelé le granite orienté "granite de la Brame" du nom d'un affluent de la Gartempe qui traverse la partie Nord du massif. Toujours à la suite de M. CHENEVOY, le granite à grain fin est connu sous le nom de granite de Chateauponsac, village près duquel il compte de nombreux affleurements. Le granite de Chateauponsac sera étudié avec les granites à deux micas, et nous envisagerons ici uniquement le problème du granite orienté.

Ce granite orienté est donc un des éléments constitutifs du massif de St-Sylvestre. Nous adopterons cette appellation de massif de St-Sylvestre de préférence à celle de Chaîne de la Haute-Vienne, car, si le granite orienté affleure effectivement suivant une bande de direction Nord-Sud à laquelle peut s'appliquer le terme de chaîne granitique, il n'en est pas de même du granite à deux micas qui présente une ramification sensiblement Est-Ouest, le dôme de St-Goussaud.

Le granite de la Brame est caractérisé par une foliation très nette, et même par une linéation due à l'abondance de la sillimanite fibreuse. La structure est souvent d'aspect embréchitique. Cette schistosité peut être plus ou moins accentuée, mais elle n'en constitue pas moins une caractéristique permanente de ce granite, souvent appelé pour cette raison granito-gneiss. Cette dénomination est bonne, à condition de préciser qu'elle qu'implique pas une composition chimique particulière, qui serait intermédiaire entre celle d'un gneiss et celle d'un granite. En effet, le granite de la Brame est très alcalin, et sa composition chimique est celle d'un granite à deux micas.

L'ensemble formé par le granite orienté et le granite à grain fin s'interrompt à l'Est contre la dislocation de Nantiat. Selon M. CHENEVOY, les directions de schistosité du granite de la Brame définissent un anticlinal à grand rayon de courbure dont l'axe

	Granite de Chirac 1	Granite d'Esse 2	Granite d'Auriat 3	Granite de Vaulry 4	Faciès à grain fin orienté de la région de Vaulry		Faciès porphyroïde de la région de Fromental	
					5	6	7	8
SiO ₂	67,70	66,90	72,05	69,40	67,90	67,80	72,90	75,00
Al ₂ O ₃	17,70	17,35	15,80	17,50	16,80	16,90	14,00	13,50
FeO	1,20	1,55	1,55	0,80	} 2,20	} 2,05	} 2,03	} 1,18
Fe ₂ O ₃	1,30	1,75	0,65	0,65				
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,10	0,05	0,03
MgO	1,10	1,55	1,10	0,70	0,53	0,68	1,29	0,39
CaO	2,60	1,95	1,20	2,20	0,83	1,46	0,99	0,69
Na ₂ O	3,70	3,45	3,00	3,80	4,45	3,37	3,32	3,36
K ₂ O	3,00	3,40	4,05	3,85	4,89	4,88	4,46	4,70
TiO ₂	0,20	0,40	0,20	0,15	0,27	0,56	0,24	0,12
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.				
H ₂ O ⁺	0,55	0,70	0,40	0,50				
H ₂ O	0,05	tr.	0,10	0,00				
P.F.					2,09	2,26	0,65	1,04
	99,15	99,05	100,15	99,60	100,00	100,06	99,95	100,01

Tableau n° 17 - Composition chimique de quelques granites à biotite en massifs intrusifs du Limousin (d'après M. CHENEVOY - 1958 pour les analyses 1, 2, 3 et 4) et J. BARBIER (1967) pour les analyses 5, 6, 7 et 8.

serait orienté NE jusqu'au niveau de Chateauponsac puis s'incurverait vers le Nord-Ouest dans la région septentrionale du massif. Le schéma structural que donnent de cette formation Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969) est sensiblement le même ; pour ces auteurs, les assises du granito-gneiss se disposent suivant une vaste voûte plate orientée NNE.

Plusieurs échantillonnages de surface ont intéressé en totalité ou en partie le granito-gneiss :

- l'échantillonnage A, à la maille carrée de 500 m, limitée à la zone centrale.
- l'échantillonnage B, semi-systématique, avec un prélèvement effectué au hasard dans chaque carré de 2 km de côté ; cet échantillonnage couvre la plus grande partie du massif de St-Sylvestre et notamment du domaine granito-gneissique.
- l'échantillonnage I, dont il a déjà été question à propos du granite à biotite de la Marche Ouest, effectué dans le cadre d'une campagne de prélèvements dans la Marche et qui déborde sur la partie Nord du massif de St-Sylvestre, dans la région d'Arnac-la-Poste ; le problème des relations entre les granites de la Marche et le granito-gneiss a pu être ainsi abordé.

Les résultats de l'étude pétrographique des échantillons de la campagne A sont consignés dans le rapport d'activité n° 3 (1964-1965) se rapportant à la convention 63 Fr 131 (Responsable scientifique : R. COPPENS) (étude de J.F. DEBON, B. GUILLET). Les premiers travaux concernant l'échantillonnage B ont été exposés dans le rapport annuel 1965 du Centre de Recherches Radiogéologiques (J.F. DEBON et J.P. RENARD). Surtout une première étude d'ensemble du massif de St-Sylvestre a été publiée par J. BARBIER

et G. RANCHIN (1969 b), dont la rédaction date en fait du mois de décembre 1967. Cette étude ne comporte pas de description pétrographique précise du granito-gneiss, et l'accent est surtout mis sur ses caractéristiques géochimiques comparativement au granite à deux micas de St-Sylvestre.

Depuis la rédaction de cette étude, les travaux effectués dans les massifs de granite à biotite de Guéret et de la Marche Ouest ont permis de mieux situer le granito-gneiss de la Brame dans le contexte régional. D'autre part, cette formation a été reconnue par deux sondages que les recherches sur la géochimie de l'uranium rendaient nécessaires. Le premier (CS 2), profond de 100 m, a été effectué dans la région centrale, près de Compreignac, à environ 1 km de la limite du granite à deux micas de St-Sylvestre. Le second (FS), profond de 65 m, est implanté dans la région Sud-Ouest, à côté de St-Jouvent : il est plus éloigné du granite à deux micas situé à 3 km. Le sondage CS 2 a été échantillonné et analysé de façon continue jusqu'à la profondeur de 55 m, chaque échantillon ayant en moyenne 0,50 m de longueur. Au-delà, aucune variation n'apparaissant dans une roche au demeurant parfaitement saine, il a été prélevé un échantillon de 0,50 m tous les cinq mètres. Dans le sondage FS, plusieurs fragments de carottes ont dû être éliminés, car fracturés, altérés, ils étaient difficiles à échantillonner (figure n° 30). Dans cette formation très hétérogène, ces sondages se sont révélés extrêmement utiles pour la connaissance pétrographique et géochimique de la roche, en dehors même du fait qu'ils ont permis d'atteindre la zone saine profonde.

Les variations de faciès ont été difficiles à établir et surtout à localiser compte tenu du petit nombre d'échantillons dont nous avons disposé en surface pour l'ensemble du granito-gneiss. D'après l'habitus de la sillimanite et la présence ou l'absence de cordiérite, il est possible de distinguer deux faciès qui diffèrent également par certains autres caractères pétrographiques et surtout chimiques :

- le faciès à sillimanite fibreuse.
- le faciès à sillimanite prismatique et à cordiérite.

Le faciès à sillimanite prismatique peut être divisé en deux sous-faciès. Le premier correspond au granite de la région de St-Jouvent, au Sud-Ouest, et, par ses caractères, il est proche du faciès à sillimanite fibreuse. Sa localisation géographique exacte n'est pas bien connue. Le second diffère beaucoup plus nettement du faciès à sillimanite fibreuse et il présente des caractères de convergence avec le granite de Guéret. C'est le granite qui affleure sur la bordure Sud des anatexites d'Arnac-la-Poste, à l'extrémité Nord du massif.

A - LE FACIES A SILLIMANITE FIBREUSE

C'est le faciès-type du granite de la Brame, celui qui affleure le long de cette rivière, celui aussi qui a été recoupé par le sondage de Compreignac. Il se caractérise par des lits très fins de sillimanite fibreuse et de biotite séparés par des lits beaucoup plus importants d'éléments clairs quartzo-feldspathiques (Pl. V, figure 1). Ces lits de biotite et de sillimanite sont plus ou moins continus, parfois légèrement flexueux. L'orientation augmente avec leur nombre et leur continuité. Dans le sondage de Compreignac, de nombreux filonnets de pegmatites à feldspaths roses peuvent être observés. La muscovite se développe localement, en fines paillettes surtout abondantes le long de certaines fissures.

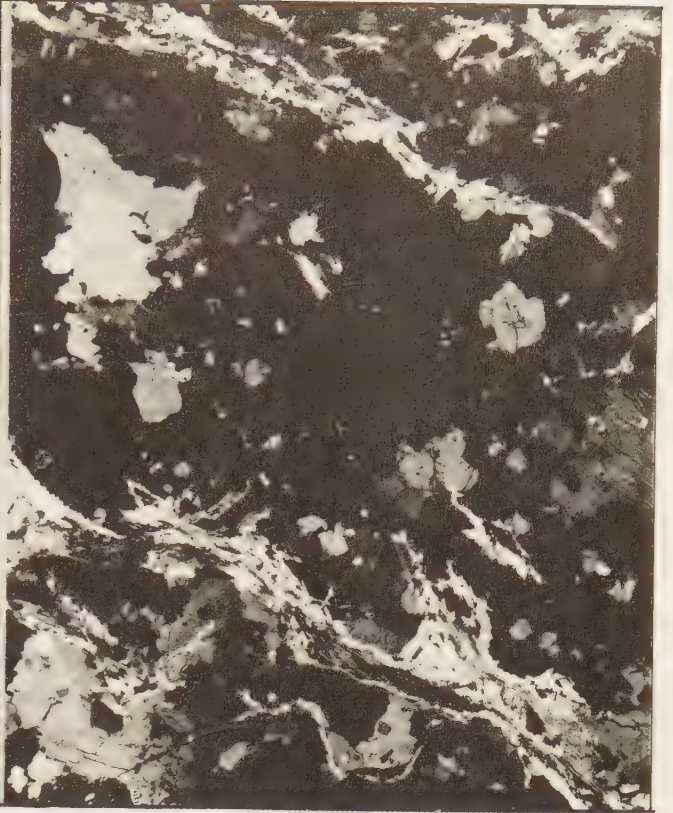
PLANCHE V

Habitus de la sillimanite et phénomènes de muscovitisation
dans le granite de la Brame.

- Figure 1 - Sillimanite fibreuse formant un lit flexueux. Sondage CS 2 - Compreignac (LM n° 89). Observation en lumière transmise polarisée, G x 12.
- Figure 2 - Sillimanite fibreuse partiellement muscovitisée : la sillimanite subsiste au centre des lits bordés par deux franges sériciteuses. Sondage CS 2 - Compreignac (LM n° 68). Observation en lumière transmise polarisée, G x 12.
- Figure 3 - Sillimanite prismatique en cristaux individualisés ; produits d'altération disposés transversalement. Sondage FS. St-Jouvent (LM n° 40). Observation en lumière transmise polarisée, G x 20.
- Figure 4 - Muscovitisation à caractère fissural ou intergranulaire dans les roches du faciès de St-Jouvent qui présentent un enrichissement en uranium primaire lié à des concentrations d'uranite. Sondage FS - St-Jouvent (LM n° 13). Observation en lumière transmise polarisée, G x 12.



1



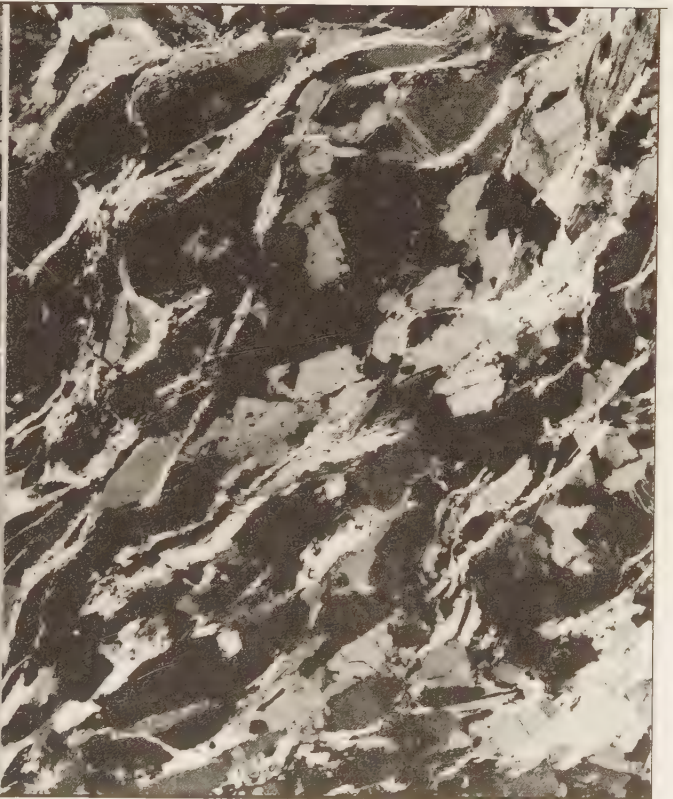
2

PLANCHE V

3



4



1°) Caractères pétrographiques

Ce granite se caractérise par une texture planaire, cloisonnée, qui n'est pas cataclastique.

Les fines aiguilles de sillimanite forment un feutrage très fin et se disposent parfois suivant des lits flexueux indépendants. Le plus souvent, la sillimanite est interstratifiée avec la biotite, ou même incluse à l'intérieur de celle-ci en formant des épitaxies.

Le feldspath potassique est très abondant, en cristaux mâclés régulièrement suivant la loi de Carlsbad. Le plus souvent, ce sont des lattes très allongées, orientées parallèlement à la schistosité, à contours informes, à perthites abondantes. Les veinules ou films d'albite non mâclés se disposent obliquement par rapport à la trace du plan de macle. Les mesures de l'angle 2V donnent des valeurs qui oscillent autour de 50°. D'autre part, l'indice d'obliquité mesuré par la méthode du dédoublement de la raie 131 sur un échantillon s'est révélé égal à 0 (travaux du laboratoire de rayons X du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques). Enfin, l'analyse chimique de la "fraction orthose" sur ce même échantillon montre qu'elle contient 27 % d'albite et 2 % d'anorthite (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Tous ces résultats concordent et permettent de conclure que le feldspath potassique est de l'orthose.

Les plagioclases sont xénomorphes, avec un zonage généralement peu marqué. Il y a coexistence d'un premier type, dont la teneur en anorthite varie entre 18 et 22 %, avec un oligoclase acide (An 18 à An 12), lequel présente parfois un liséré périphérique albitique. Les myrmékites sont très abondantes.

Le quartz se présente généralement en grandes plages monocristallines de forme ovoïde et orientées suivant la schistosité. Son développement est important.

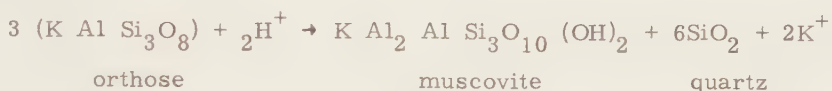
Par ses caractères pétrographiques, le granite de la Brame apparaît donc très différent des granites "type Guéret" : il s'en distingue essentiellement par l'abondance de la sillimanite, le caractère xénomorphe des plagioclases et leur teneur plus faible en anorthite, l'abondance du quartz et surtout du feldspath potassique, par la présence d'orthose alors que le microcline prédomine dans les granites "type Guéret". D'autres caractères interviennent, et notamment les occurrences de la muscovite dans le granite de la Brame qu'il convient maintenant de décrire.

La muscovite en habitus d'apparence primaire est rare. C'est le cas pour quelques cristaux interstratifiés avec la biotite. Le plus souvent, elle paraît se développer en remplacement d'autres minéraux, en premier lieu aux dépens de la sillimanite, et, suivant des formes que les auteurs s'accordent à considérer comme typiques d'un remplacement secondaire, aux dépens des feldspaths. Sans apparaître comme des produits de remplacement d'autres minéraux, certaines cristallisations sont localisées dans les fissures et nettement tardives.

Les lits minces de sillimanite fibreuse se présentent presque toujours avec deux franges externes de séricite ou de muscovite, et, bien souvent, la sillimanite ne subsiste que dans la partie centrale (Pl. V, fig. 2). Dans les amas plus épais de sillimanite interstratifiée avec la biotite, de grands cristaux de muscovite souvent dentelliformes se développent en travers de la schistosité et la sillimanite paraît "se dissoudre" progressivement à l'intérieur.

De la muscovite amiboïde dentelliforme apparaît sur les feldspaths, principalement sur les cristaux d'orthose, avec presque toujours dans ceux-ci et à leur contact

une frange de quartz qui suit fidèlement les contours de la muscovite. Un peu d'albite mâclée s'associe parfois à la muscovite, dont elle paraît contemporaine. Le développement de la muscovite s'effectue à partir des fissures, des surfaces de discontinuité des feldspaths, ou à partir des surfaces de contact : certains cristaux qui paraissent interstratifiés avec la biotite sont formés en grande partie aux dépens de ces derniers. Ces formes de la muscovite sont considérées classiquement par les auteurs (J.J. SEDERHOLM - 1916 ; V. ZOUBEK - 1927 ; J. LAMEYRE - 1966) comme le résultat d'une formation secondaire à partir des feldspaths. C'est typiquement la muscovite deutérique de SEDERHOLM. L'existence d'une frange de quartz en bordure de la muscovite dans l'orthose s'explique facilement par la réaction suivante :



Cette réaction a été expérimentée par J.J. HEMLEY (1959) et son rôle dans les processus de muscovitisation est considéré comme essentiel par J. LAMEYRE (1966).

Certaines cristallisations de muscovite, généralement fissurales, sont aussi tardives, et, même si elles n'apparaissent pas dans les feldspaths, elles tirent probablement leur origine des mêmes réactions de transformation. C'est le cas en particulier pour les gerbes de cristaux entrecroisés, parfois en étoile, pour les associations symplectiques de muscovite et quartz, très nombreuses. Ces occurrences de la muscovite ont une distribution particulièrement irrégulière suivant le profil vertical du sondage.

2°) Caractères chimiques

Les résultats des analyses chimiques effectuées sur le granite de la Brame sont présentés dans le tableau n° 18, avec successivement les valeurs obtenues dans la partie profonde non altérée des sondages de Compreignac et St-Jouvent, puis, pour les roches prélevées en surface, les valeurs obtenues pour l'ensemble du granite de la Brame par l'échantillonnage B (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b), et enfin des valeurs qui intéressent spécifiquement la région Nord (échantillonnage I). Parmi celles-ci, nous donnons la moyenne de trois analyses effectuées sur des échantillons prélevés auprès de la Brame, qui, avec ceux du sondage de Compreignac, représentent le faciès à sillimanite fibreuse.

Nous voyons tout d'abord que les valeurs obtenues pour le faciès à sillimanite fibreuse dans la région de la Brame, avec seulement trois échantillons, sont tout-à-fait comparables aux moyennes des éléments majeurs de l'ensemble du granito-gneiss, telles qu'elles nous sont données par l'échantillonnage B (dans le premier cas, la teneur en silice doit être relevée de 1 % par suite du bouclage imparfait, le total des éléments majeurs étant égal seulement à 99 %).

Il est difficile de comparer les moyennes obtenues dans le sondage CS 2 sur des roches parfaitement saines et suivant un profil vertical avec les valeurs des trois échantillons précédents de la région Nord représentant des prélèvements ponctuels sur une roche altérée. Dans le second cas notamment, la teneur en Na_2O est beaucoup plus faible, par suite de l'influence de l'altération météorique. Hormis cette différence, les compositions apparaissent cependant très comparables compte tenu des conditions différentes d'échantillonnage. Dans le sondage CS 2, la roche apparaît un peu plus siliceuse et un peu moins

	Echantillons prélevés en profondeur										Echantillons prélevés en surface				
	Facès à sillimanite fibreuse Sondage CS 2 Compreignac n = 32					Facès à sillimanite prismatique et à cordiérite Sondage FS St-Jouvent n = 26					Echantillonnage B			Echantillonnage I région Nord	
	Valeur mini- male	Valeur maxi- male	Moyenne	Ecart type	Valeur mini- male	Valeur maxi- male	Moyenne	Ecart type	Ensemble de l'échantillonnage et du granito-gneiss n = 32		Facès silli- manite fibreuse n = 3	Panneau dans la Marche n = 3	Facès de conver- gence avec "Guéret" n = 4		
									Valeur mini- male	Valeur maxi- male				Moyenne	Ecart type
SiO ₂	71,60	74,70	72,90	0,74	69,60	73,50	71,68	1,03	68,40	74,60	71,84	1,42	70,76	69,97	
Al ₂ O ₃	13,60	15,30	14,46	0,33	14,05	16,05	15,04	0,54	14,15	15,90	14,68	0,41	15,07	15,26	
FeO	0,76 (n=12)	1,20 (n=12)	0,95 (n=12)												
Fe ₂ O ₃ total	0,59	1,73	1,38	0,21	0,89	3,02	1,64	0,50	1,02	2,41	2,02	0,58	2,01	2,35	
Fe ₂ O ₃	0,02 (n=12)	0,65 (n=12)	0,35 (n=12)												
MnO	Tr.	0,44	0,03		0,00	0,03	0,01		0,01	0,06	0,03		0,03	0,04	
MgO	0,44	1,14	0,25	0,11	Tr.	0,99	0,46	0,21	Tr.	1,08	0,45	0,23	0,49	1,34	
CaO	2,91	3,82	3,48	0,18	0,79	1,43	1,20	0,17	0,29	1,43	0,73	0,30	0,89	1,78	
Na ₂ O	4,31	5,70	5,10	0,28	3,02	4,01	3,43	0,20	2,11	3,99	2,97	0,39	2,96	2,76	
K ₂ O	0,08	0,30	0,10	0,06	0,12	0,59	0,26	0,09	0,09	0,81	0,27	0,13	0,24	0,32	
TiO ₂	0,66	1,27	0,75	0,13	0,67	1,29	0,91	0,16	0,66	1,89	1,37		1,28	1,18	
P.F.			99,23				99,77				99,79		99,08	99,69	
P ₂ O ₅	0,32	0,35	0,33 (n=12)										99,76		

Tableau n° 18 - Teneurs moyennes en éléments majeurs du granito-gneiss de la Brame (échantillonage B) et des différents facès (sondages CS 2, FS et échantillonage I pour la région Nord).

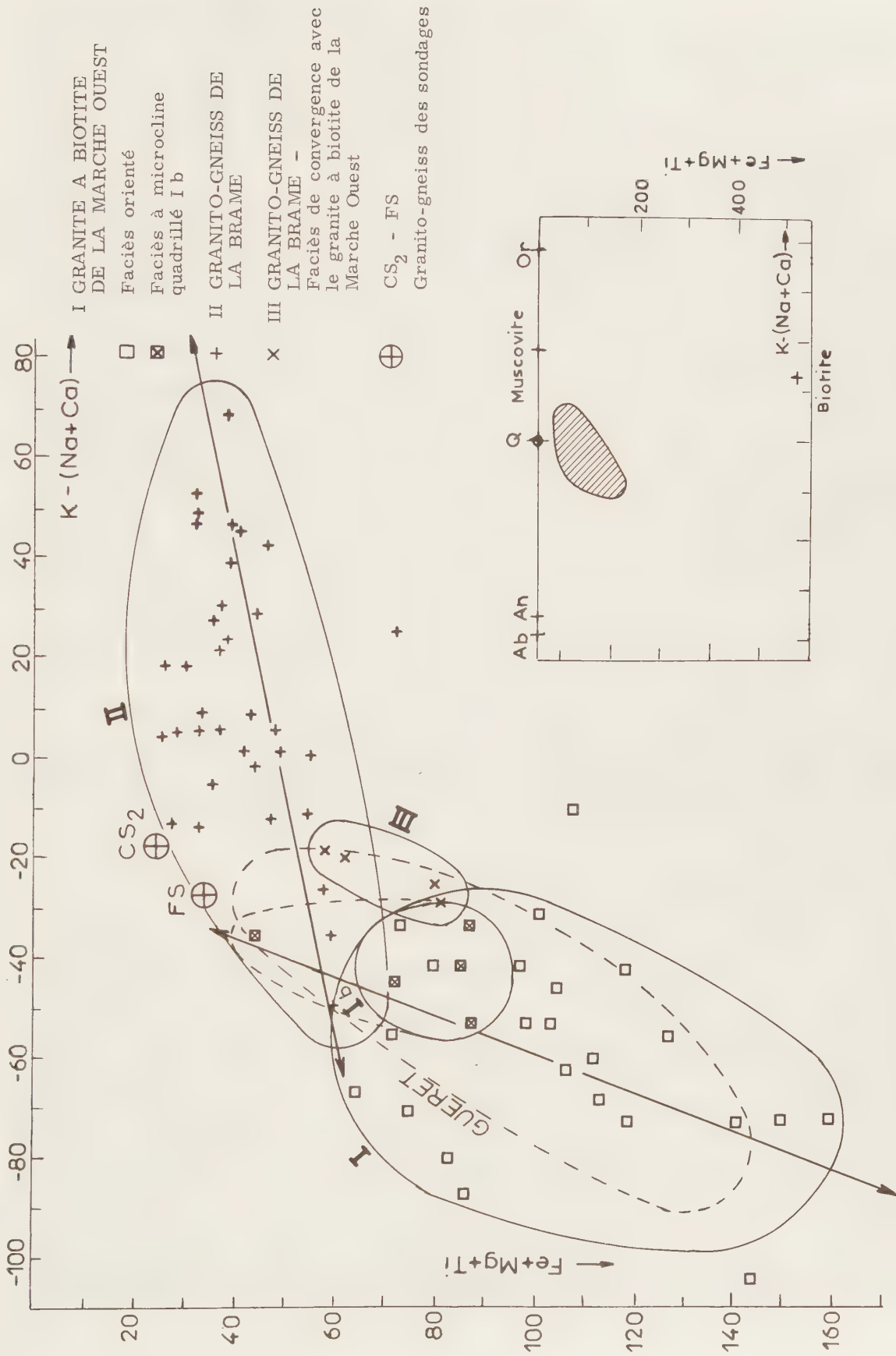


Figure 13 - Le granito-gneiss de la Brame et les granites à biotite de la Marche Ouest dans le diagramme Fe+Mg+Ti, K-(Na+Ca) de H. de la ROCHE

ferro-magnésienne, mais il existe de nombreux passages pegmatitiques dans ce sondage, qui ont été certes éliminés, mais peut-être pas totalement.

Nous pouvons donc conclure à une relative homogénéité chimique "en grand" du faciès à sillimanite fibreuse. Les échantillonnages de surface, que ce soit par l'examen pétrographique ou par les résultats de l'analyse chimique, nous montrent par ailleurs que ce faciès constitue la grande masse du granito-gneiss.

Sur un plan plus général, il faut maintenant examiner les caractères chimiques de cette roche. Sa composition chimique moyenne dans le sondage de Compreignac la place dans les granites alcalins orthosiques et hololeucocrates de la classification de LACROIX (paramètres CIPW : I, '4, 1', 3). Par rapport à tous les granites à biotite que nous avons étudiés jusqu'à présent, le granito-gneiss se distingue par sa richesse en potassium et son caractère hololeucocrate, en liaison avec l'abondance du feldspath potassique et du quartz. La teneur moyenne en K_2O est supérieure à 5 % ; dans le sondage de Compreignac, la teneur en silice est voisine de 73 %, la somme des oxydes de fer, du magnésium et de titane n'excède pas 2 %, et la teneur en CaO est inférieure à 1 %. Aussi, sur le diagramme Fe + Mg + Ti, K - (Na + Ca) de H. de la ROCHE (figure 13), le domaine du granite de la Brame est dans l'ensemble nettement séparé de celui du granite de Guéret et des granites à biotite de la Marche Ouest, dont il se distingue par des valeurs de Fe + Mg + Ti plus faibles et par des valeurs de K - (Na + Ca) plus élevées.

Des différences très importantes apparaissent également entre le granito-gneiss et ces granites pour les quelques éléments en traces dont nous avons eu l'habitude jusqu'à présent de suivre le comportement. Les résultats analytiques concernant le granite de la Brame sont reportés sur le tableau n° 19, et ils peuvent être comparés à ceux du tableau n° 9.

L'échantillon CS 2, qui représente le faciès à sillimanite fibreuse, est un mélange de plusieurs fractions de carottes formées de roches parfaitement saines. Par rapport même aux faciès les plus leucocrates des granites "type Guéret", il se caractérise en premier lieu par une teneur plus faible en strontium, ce qui est tout-à-fait normal étant donné le lien que présente cet élément avec le calcium dans les plagioclases ou les feldspaths potassiques.

	Sn	Ba	Sr	Cu	V	Ca	Pb	B	Be	Zn
Faciès à sillimanite fibreuse (sondage CS 2)	8	310	53	<3	<10	27	26	<20	4	68
Panneau de granito-gneiss dans la Marche I 84	4	450	67	<3	<10	20	36	<20	10	73
Faciès de convergence avec Guéret I 10 5	5	545	125	5	20	20	37	<20	4	50

Tableau n° 19 - Résultats analytiques du dosage de quelques éléments en traces dans les différents faciès du granito-gneiss de la Brame (dosages par spectrométrie optique d'émission). (en $\mu g/g$).

Il en est de même pour le cuivre et le vanadium, dont les teneurs sont inférieures à la limite de sensibilité et dont nous connaissons le lien avec les minéraux ferromagnésiens. L'appauvrissement en baryum est également net, alors que cet élément se substitue isomorphiquement au potassium. La diminution de la biotite ne saurait justifier seule cette baisse du baryum : il est évident que sa concentration a diminué dans les feldspaths potassiques, et les résultats qui résultent d'une comparaison avec le faciès à sillimanite prismatique qui seront exposés plus loin confirment cette interprétation. Par rapport à leur moyenne dans l'ensemble des granites de "type Guéret", le plomb et le zinc paraissent ne pas varier. Il en est de même pour le béryllium dont la teneur reste très faible ($4 \mu\text{g/g}$), et aussi pour l'étain, malgré une légère augmentation qui ne saurait être considérée comme significative. Par contre, le gallium est plus abondant : en l'occurrence, il varie en sens inverse de l'aluminium.

Sur le tableau n° 20, ont été reportées les teneurs en alcalins rares (Li, Cs, Rb) du granito-gneiss dans le sondage CS 2, et celles du granite de Guéret dans la carrière du Maupuis. L'échantillon du granite de Guéret a été obtenu en mélangeant divers prélèvements effectués dans cette carrière. Dans les deux cas les teneurs en césium sont inférieures à la limite de sensibilité ; les teneurs en lithium sont comparables. Par contre, la teneur en rubidium est nettement plus élevée dans le granito-gneiss de la Brame, ce qui est conforme à l'association que présentent le rubidium et le potassium dans les roches plutoniques.

	Cs	Li	Rb
Granito-gneiss sondage CS 2	<20	100	400
Granite de Guéret carrière du Maupuis	<20	90	150

Tableau n° 20 - Teneurs en alcalins rares du granito-gneiss de la Brame (faciès à sillimanite fibreuse) et du granite de Guéret (carrière du Maupuis) (dosages par absorption atomique) (en $\mu\text{g/g}$).

B - FACIES A SILLIMANITE PRISMATIQUE ET A CORDIERITE

Il avait été observé que les prélèvements de l'échantillonnage B effectués dans la région Sud-Ouest, près de St-Jouvent, présentaient un caractère ferro-magnésien et calcosodique plus accentué (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Dans cette même région de St-Jouvent, M. CHENEVOY avait signalé des affleurements à structure embréchitique et à caractère porphyroïde, avec de nombreuses enclaves schisteuses. Il n'y avait là aucune contradiction : nous avons vu en effet que dans les granites à biotite de la Marche Ouest le développement de porphyroblastes s'effectue souvent aux dépens de trames très calciques et très mélanocrates. La nature exacte de cette variation de faciès n'était cependant pas très bien connue, et c'est le sondage FS implanté près de St-Jouvent qui devait en préciser les caractéristiques.

Dans la région Nord, en bordure des anatexites d'Arnac-la-Poste, l'existence d'un faciès de convergence avec le granite à biotite de la Marche Ouest avait été mise en évidence, dans un secteur où il existe des affleurements de ce granite (K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1969) (*).

Ce faciès de convergence et le granite de la région de St-Jouvent tel qu'il nous apparaît dans le sondage FS ont des caractères communs. Tout d'abord, c'est l'habitus de la sillimanite. Les fibres de sillimanite en paquets flexueux ont cédé la place à des cristaux prismatiques, accolés ou non, souvent isolés, et associés généralement à la biotite (Pl. V, figure 3). Ces cristaux sont fréquemment transformés suivant les fractures transversales en un produit isotrope grisâtre, qui, associé à de la séricite, peut envahir tout le cristal. Il semble que ce soit là une altération à caractère hydrothermal, du type de celle décrite par A.R. ALDERMANN (1950), avec formation de produits argileux et de muscovite. Le produit obtenu a un aspect assez voisin de celui de la pinite. En plus de la sillimanite, ce faciès contient aussi de la cordiérite, beaucoup moins fréquente, en cristaux trapus altérés en pinite et en gigantolite.

A côté de ces caractères communs, c'est-à-dire la forme de la sillimanite et la présence de cordiérite, le granite de la région Nord et celui de St-Jouvent présentent de notables différences, et il convient de les séparer en deux sous-faciès.

1°) Sous-faciès de la région de St-Jouvent

Dans le sondage FS de St-Jouvent, le granito-gneiss observé à l'oeil nu diffère sensiblement de ce qu'il était dans le sondage CS 2 de Compreignac. La biotite est plus abondante, en paillettes parfaitement discernables, et c'est elle qui détermine surtout l'orientation et non la sillimanite. La foliation, avec la disposition en lits des biotites, est nette, alors que la linéation due à la sillimanite n'est plus discernable. Les passages pegmatitiques sont par contre tout aussi nombreux.

L'observation microscopique confirme cette abondance de la biotite. Sauf en ce qui concerne la sillimanite et la cordiérite, il n'y a pas d'autre différence nette par rapport aux faciès précédents. Les plagioclases paraissent un peu plus calciques, et les travaux effectués sur l'échantillonnage B avaient montré que la teneur en anorthite pouvait atteindre 26 % dans la région de St-Jouvent. L'étude aux rayons X des feldspaths potassiques dans un échantillon typique prélevé en surface montre qu'il s'agit encore d'orthose. Par contre, l'analyse chimique de la "fraction orthose" de cet échantillon a révélé des proportions d'albite et d'anorthite plus importantes que dans l'échantillon du faciès à sillimanite fibreuse (40 et 7 %, contre 27 et 2 %) (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Ces mêmes auteurs ont montré que la composition chimique de la "fraction biotite" se révélait également différente, celle du granite de St-Jouvent étant beaucoup plus magnésienne, ce qui va de pair avec le caractère "plus basique" de la roche.

Dans les passages plus clairs à prédominance quartzo-feldspathique, dans les filonnets pegmatitiques, souvent dans les fissures, les phénomènes de muscovitisation secondaire ont été observés également dans ce sondage, notamment la muscovite en cristaux squelettiques sur les feldspaths, les associations symplectiques de quartz et de muscovite, etc...

(*) Les granites de la Marche Occidentale — Rapport interne CRR.

De plus, il s'y ajoute la muscovite provenant de la transformation de la cordiérite.

Le tableau n° 18 nous permet de comparer les compositions moyennes en éléments majeurs du faciès à sillimanite fibreuse dans le sondage CS 2 et du sous-faciès de St-Jouvent dans le sondage FS. Le nombre d'échantillons dans le second cas n'est pas suffisant pour pouvoir tester les différences à l'aide de la variable

$$t = m_1 - m_2 / \sqrt{\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2}, \text{ mais l'examen des teneurs minimales et maximales}$$

obtenues dans chacun des deux sondages permet de se rendre compte de la valeur de ces différences. Le granite de St-Jouvent se révèle moins siliceux, plus calcique et plus riche en fer, magnésium et titane, ce qui était bien le résultat attendu. Les différences sont toutefois minimales. Les teneurs en K_2O et Na_2O sont identiques. Sur le diagramme de la figure 13, pour les échantillons de surface de la campagne B, la diminution du paramètre $K - (Na + Ca)$ avec l'augmentation du caractère ferromagnésien pourrait donc être due pour l'essentiel à la variation de Ca et non à celle de K, encore qu'une baisse assez notable de la teneur en K_2O ait été notée dans certains échantillons de surface. L'axe d'évolution du granite de la Brame est d'ailleurs très peu incliné par rapport à l'horizontale, à la différence de celui des granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest.

L'étude effectuée sur quelques éléments en traces dans des échantillons de surface (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b) permet de confirmer l'existence de différences chimiques entre ces deux faciès. C'est ainsi que le granite de la région de St-Jouvent se caractérise par des teneurs plus élevées en baryum et en strontium. Il en est de même pour les fractions minérales où la différence est encore plus nette : c'est le cas pour la biotite et l'orthose (tableau n° 26). De plus, la biotite du granite de St-Jouvent a une teneur plus forte en vanadium, en nickel et en cobalt, et l'orthose est plus riche en plomb : nous avons vu dans le massif de Guéret que ces éléments augmentaient effectivement en même temps que le caractère ferro-magnésien. Ces résultats sont très intéressants, car ils nous montrent que les éléments en traces varient non seulement en fonction de la proportion des minéraux auxquels ils sont liés, mais aussi parce que leur concentration dans ces minéraux est susceptible de modifications.

2°) Sous-faciès de la région d'Arnac-la-Poste : faciès de convergence avec les granites de "type Guéret".

En bordure du panneau d'anatexites d'Arnac-la-Poste, au Sud, le faciès à sillimanite prismatique et à cordiérite apparaît, avec certains caractères pétrographiques et géochimiques qui ne sont pas sans rappeler les faciès leucocrates des granites de "type Guéret". Etant donné cependant que nous n'avons pas observé de passage avec ces granites, nous parlerons d'un faciès de convergence et non d'un faciès de transition avec les granites "de type Guéret".

Ce faciès est représenté dans l'échantillonnage I tout au plus par trois ou quatre échantillons. Ceux-ci contiennent un peu de cordiérite, et l'un d'entre eux renferme de la sillimanite prismatique associée à la biotite. Sans avoir des formes aussi automorphes que ceux des granites de "type Guéret", les plagioclases s'en rapprochent par leur composition. Il n'y a plus d'oligoclase acide, et la teneur en anorthite varie généralement entre 25 % au coeur et 20 % à la périphérie. Bien entendu, c'est avec les faciès leucocrates des granites de "type Guéret" qu'une comparaison peut être esquissée. Le feldspath potassique

est beaucoup moins abondant que dans le sous-faciès précédent, et, par ailleurs, les mesures d'angle 2V semblent montrer qu'il y a coexistence en quantités égales d'orthose et de microcline. Un peu de muscovite primaire est associée à la biotite ; sur un aussi petit nombre d'échantillons, il est par ailleurs difficile de s'assurer de l'existence et de l'importance éventuelle des phénomènes de muscovitisation secondaires. De la tourmaline a été observée ; ce minéral est fréquent dans les granites à biotite de la Marche Ouest recoupés par des granites à deux micas riches en bore, et c'est certainement à la proximité de ceux-ci qu'on peut attribuer la présence de la tourmaline.

Les tendances qui se sont révélées par la composition chimique de ces roches sont analogues à celles mises en évidence dans le sous-faciès de la région de St-Jouvent, mais elles sont beaucoup plus prononcées pour ce qui concerne le magnésium et le calcium qui augmentent ici très nettement. Le tableau n° 18 nous permet de comparer la composition moyenne de ce sous-faciès à celle du granite de la Brame dans son ensemble (échantillon nage B) ou à celle du faciès-type à sillimanite fibreuse dans la région Nord. Il faut limiter en tout cas la comparaison à des échantillons prélevés en surface. Ce qui ressort également de manière très nette, c'est une diminution de la teneur en potassium, qui n'apparaissait pas dans le sondage de St-Jouvent et était seulement perceptible dans certains échantillons de l'échantillonnage de surface prélevés près de ce sondage. Dans le cas présent, il en résulte une composition chimique moyenne comparable à celle du faciès à microcline quadrillé dans les granites à biotite de la Marche Ouest ou encore à celle du granite porphyroïde de la Souterraine (voir le tableau n° 13). Sur le diagramme de la figure 13, les échantillons de la région d'Arnac-la-Poste se placent effectivement à la jonction entre le domaine du granite de la Brame et celui des granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest. Ils se partagent en fait entre ces domaines, les uns étant associés aux échantillons du faciès à microcline quadrillé, les autres aux échantillons du sous-faciès à sillimanite prismatique du granito-gneiss prélevés près de St-Jouvent, ce qui est en parfait accord avec les observations précédentes.

Un mot doit être dit des panneaux de granito-gneiss situés au Nord des anatexites d'Arnac-la-Poste, dans la chaîne de la Marche. Les panneaux cartographiés par Ch. MARQUAIRE sont au nombre de deux. Un autre affleurement de ce type, qui correspond à un prélèvement de la campagne I, a été reconnu plus à l'Est (figure 8). Contrairement à ce que l'on aurait pu attendre, ces affleurements ne se rattachent pas au sous-faciès de la région d'Arnac-la-Poste, mais au faciès-type à sillimanite fibreuse pour les deux premiers, et au sous-faciès à sillimanite prismatique mais "type St-Jouvent" pour le dernier. Cela ressort très nettement de leurs caractères pétrographiques et de leur composition chimique (tableau n° 18).

L'étude des éléments en trace confirme cette identification du sous-faciès de la région d'Arnac-la-Poste comme faciès de convergence avec les granites de type Guéret. Les teneurs en strontium, baryum, vanadium de ce faciès (échantillon I 105, tableau n° 19) sont plus fortes que celles du granito-gneiss dans le sondage de Compreignac. Elles sont intermédiaires avec celles des granites de type Guéret, ou même comparables aux valeurs trouvées dans les termes les plus leucocrates de ces granites (tableau n° 9). Il se confirme également que l'affleurement de granito-gneiss situé le plus à l'Est, au Nord des anatexites d'Arnac-la-Poste (échantillon I 84, tableau n° 19), ne peut être rattaché au "faciès de convergence" bien qu'il contienne de la sillimanite prismatique. La teneur en béryllium y

est relativement élevée (10 $\mu\text{g/g}$), probablement en raison de la proximité du granite à deux micas de la Marche.

C - FACIES DE TRANSITION AU CONTACT DU GRANITE A DEUX MICAS DE St-SYLVESTRE

Au voisinage du contact avec le granite à deux micas de St-Sylvestre, le granito-gneiss perd son orientation : la sillimanite se raréfie et, au contraire, il se développe de grands cristaux limpides de muscovite losangique. De l'albite apparaît à côté de l'oligoclase. Il existe donc un passage graduel, comme M. CHENEVOY l'avait fort bien remarqué (1958), et il est souvent difficile de marquer la limite entre les deux roches. L'extension de ce faciès de transition est dans l'ensemble très limitée puisque le faciès-type du granite de la Brame a pu être étudié dans le sondage CS 2, à environ 1 km du contact. L'interprétation de ce passage graduel est cependant un des points les plus délicats et les plus lourds de conséquences que nous serons amenés à considérer dans le cadre de cette étude. Dès à présent, il est utile de faire quelques remarques.

L'impression générale qui résulte de l'observation dans cette zone de contact, c'est que le granite à deux micas dérive du granito-gneiss, et le faciès de transition apparaît comme une roche qui se transforme en granite à deux micas. Mais si cette transformation peut apparaître par certains de ses aspects pétrographiques et géochimiques comme le prolongement de l'évolution constatée dans le granito-gneiss, nous verrons que pour d'autres aspects il n'en est pas de même. Il existe notamment une discordance dans les tendances évolutives géochimiques qui caractérisent chacun de ces ensembles. On a donc le choix entre deux hypothèses pour interpréter le passage progressif entre le granite de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre,

- soit qu'il marque une simple convergence de faciès en bordure de deux ensembles qui ont évolué chacun séparément ;
- soit qu'il corresponde à une transformation sans continuité évolutive du granito-gneiss en un granite à deux micas.

V - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES GRANITES A BIOTITE

A - LE MASSIF DE GUERET ET LES MASSIFS DE GRANITE A BIOTITE DE LA MARCHE OUEST

1°) Sur la genèse des anatexites "type Aubusson"

Les gneiss anatectiques de "type Aubusson" ont été observés à la base de nombreuses séries métamorphiques du Massif Central, généralement celles qui appartiennent à la zone arverno-vosgienne de J. JUNG (1954) : les séries du Morvan, du Haut Allier, de la Moyenne Dordogne, également la série du Nord-Limousin. D'après J. JUNG (1954), le domaine arverno-vosgien, qui montre un Dinantien transgressif sur une série métamorphique déjà fortement abrasée, représenterait les restes d'une ancienne chaîne formée lors d'un plissement ancien, peut être contemporaine des mouvements qui ont donné naissance à la chaîne formée lors d'un plissement ancien, peut être contemporaine des mouvements qui

ont donné naissance à la chaîne cadomienne en Normandie et en Vendée. Dans le schéma synthétique que nous a donné J. AUBOUIN (1965) de la cordillère hercynienne de l'Europe Moyenne, la zone arverno-vosgienne apparaît comme un des éléments constitutifs de la zone moldanubienne, qui s'étend sur les Vosges centrales et méridionales, la Forêt Noire, le massif Bohémien. La zone moldanubienne aurait émergé à la fin du Dévonien (phase bretonne), et elle aurait représenté durant la période géosynclinale du cycle hercynien une aire de sédimentation néritique peu profonde. Suivant ce même schéma, les séries de base de la zone moldanubienne seraient très anciennes et affectées par les orogénèses antérieures, calédonienne et cadomienne. Dans le Nord du Massif Central, le Dinantien est effectivement sub-continental (faciès Culm) et volcanique ; le Stéphanien est discordant et se caractérise par une sédimentation limnique, post-géosynclinale, qui a donné naissance à de nombreux bassins houillers. Il apparaît donc que le Morvan, l'Auvergne, le Limousin ont représenté une aire géanticlinale dans le géosynclinal hercynien ; c'était déjà l'interprétation que donnaient H. et G. TERMIER (1957) de la zone arverno-vosgienne.

D'après M. CHENEVOY (1958), le métamorphisme majeur générateur des gneiss et des micaschistes et la migmatisation fondamentale dans le Limousin sont anté-hercyniens et probablement cambro-siluriens. Les études géochronologiques par la méthode au Rb/Sr effectuées dans des séries comparables à celle du Nord-Limousin confirment l'existence d'un métamorphisme anté-hercynien, notamment celle de M. TOURETTE (1967) qui intéresse principalement la série de la Moyenne Dordogne. De ce travail, trois faits essentiels se dégagent :

- l'âge apparent accusé par les muscovites des granites à deux micas, environ 400 M.A., indique l'existence d'une phase de métamorphisme anté-dévonienne,
- les âges au strontium conventionnels mesurés sur "roche totale" pour les migmatites sont des âges antécambriens. La dispersion est forte et ne permet pas la construction d'isochrone. D'autre part, compte tenu de l'évolution subie par la roche depuis l'époque de la sédimentation jusqu'à la migmatisation, les valeurs obtenues correspondent à des âges maxima probablement supérieurs à l'âge réel des migmatites.
- l'étude des biotites, aussi bien dans les ectinites que dans les migmatites, met en évidence une phase de rajeunissement vers 300 M.A. d'âge westphalien.

Les migmatites "type Aubusson" s'individualisent dans le Haut-Limousin au sein des gneiss inférieurs à biotite et sillimanite sans qu'il soit possible de tracer un "front" net de leur apparition (M. CHENEVOY - 1958). Selon cet auteur, sur le plan chimique, elle ne correspondrait qu'à des mouvements de matière très limités, essentiellement un gain de silicium, une expulsion de fer, de magnésium et d'aluminium. Dans la série des Monts du Lyonnais, J.P. PETERLONGO (1960) a montré qu'il n'y avait pas de différence significative entre la composition globale de la zone des gneiss à biotite et sillimanite et celles des anatexies grenues à cordiérite. Dans la série de la Moyenne Dordogne, les migmatites "type Aubusson" apparaissent également au sein des gneiss à biotite et sillimanite et elles en dériveraient selon P. TEMPIER (1968) par anatexie différentielle et faible métagénèse sodique. Ce résultat est basé cependant sur un petit nombre d'analyses, et ce problème du bilan chimique de l'anatexie demanderait certainement à être repris avec une étude géochimique à caractère systématique. Il est d'ailleurs rendu difficile par suite de l'hétérogénéité des formations intéressées.

Dans la région du Haut Allier, F.H. FORESTIER et B. LASNIER (1969) ont mis en évidence à la base des gneiss à biotite et sillimanite un niveau basique constitué notamment d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon rose et saphirine avec aussi des pyroxénites. Entre ce niveau et le sommet des anatexites "type Aubusson" sous-jacentes affleurent près de 1000 m de gneiss leptyniques à pyroxène, grenat et orthose, avec, intercalées, des éclogites amphibolitisées. Selon ces auteurs, la présence de saphirine dans les amphibolites marquerait l'apparition du faciès granulite auquel appartiendrait toute la formation leptynique, et ils en concluent que la migmatisation "type Aubusson" s'est développée pour sa majeure partie aux dépens de roches du faciès granulite. Dans le Limousin, des horizons éclogitiques sont connus, mais ils sont localisés dans des niveaux plus faiblement métamorphiques : le développement de la paragenèse éclogitique se serait effectué dans un milieu soumis aux conditions du faciès amphibolite aux dépens de niveaux basaltiques ou doléritiques (M. CHENEVOY et al. - 1969). D'autre part, selon M. CHENEVOY (1958), les amphibolites, très abondantes dans les gneiss supérieurs et les micaschistes, seraient peu importantes dans la zone des gneiss inférieurs et dans les anatexites "type Aubusson".

Les anatexites d'Aubusson typiques, et c'est le cas pour les panneaux contenus dans le granite de Guéret, sont caractérisés par l'association cordiérite-feldspath potassique ; la sillimanite est développée localement et la muscovite relativement accessoire. Comme c'est souvent le cas pour les migmatites, ces roches occupent une position intermédiaire entre le sous-faciès de haute température du faciès amphibolite (sous-faciès à sillimanite, almandin et orthose) et le sous-faciès ortho-amphibolite du faciès "cornéenne à feldspath potassique et cordiérite" ("faciès cornéenne à pyroxène") (in K.R. MEHNERT - 1968"). Cela correspond en fait au sous-faciès à sillimanite, cordiérite, orthose et almandin du faciès "cordiérite-amphibolite" de la série-type de l'Abukuma définie par MYASHIRO (in H.G.F. WINKLER - 1967). C'est un métamorphisme de haute température et de basse pression, intermédiaire entre le métamorphisme régional normal et le métamorphisme de contact. Cette paragenèse situe la température de formation des mobilisats anatectiques entre 650° et 720° pour une pression de 2 à 4 kilobars, ce qui est compatible avec les températures de fusion des systèmes expérimentaux de composition granitique (K.R. MEHNERT - 1968). On peut remarquer que le granite de Guéret présente sensiblement la même paragenèse que les "gneiss d'Aubusson", avec toutefois une disparition de la muscovite primaire, ainsi que de la sillimanite, exception faite pour celle-ci des petits prismes sub-microscopiques contenant de la cordiérite. Dans les anatexites et le granite, la cordiérite présente en outre le même habitus automorphe. Dans la mesure où le granite dérive au moins partiellement des anatexites, une recristallisation de la cordiérite à partir des produits de transformations secondaires micacés du minéral formé initialement lors de la migmatisation peut parfaitement être conçue.

2°) Sur les relations entre la tectonique et la granitisation "type Guéret"

M. CHENEVOY (1958) a distingué dans le Nord-Limousin une succession d'anticlinoria gneissiques ou migmatiques et de synclinoria micaschisteux orientés WNW-ESE. La disposition des granites à biotite n'est pas quelconque par rapport à ces unités tectoniques. Le granite de Guéret et le granite à biotite de la Marche Ouest occupent une zone anticlinoriale, celle de l'anticlinorium potassique de Magnac Laval qui serait jalonné précisément par la présence des anatexites à cordiérite dans les panneaux de Magnac Laval,

Arnac-la-Poste, Chabannes et Montaigut. Les massifs de granite à biotite à contours intrusifs "type Aureil", qui sont en bordure de la vallée de la Vienne, apparaissent au sein d'une autre unité anticlinoriale distinguée par M. CHENEVOY, séparée de la précédente par le synclinorium de Laurière. Mais cet anticlinorium est constitué essentiellement de gneiss à deux micas, donc de niveaux beaucoup moins profonds dans la série cristallophyl-lienne. Au Nord du massif d'Aureil, il existe cependant un panneau d'anatexites à cordiérite. Il y a donc une tendance certaine pour les granites à biotite à se disposer dans les zones gneissiques. Les granites de type Guéret sont associés aux termes de base à caractère anatectique de la série. Les massifs intrusifs, dont nous avons vu qu'ils avaient des caractéristiques chimiques différentes, recoupent plutôt les gneiss supérieurs et leurs intercalations dioritiques.

Les problèmes posés par les relations entre la tectonique et la granitisation sont intimement liés à ceux développés précédemment et qui concernent l'âge du métamorphisme et de la migmatisation.

M. CHENEVOY a conclu ainsi à la probabilité d'un âge calédonien pour le plissement majeur responsable de cette structure en anticlinoria et synclinoria et dont relèverait également la faille d'Arrènes qui limite au Sud le Massif de Guéret : cette faille serait ainsi le témoin d'une tectonique antégranitique qui aurait mis en contact les anatexites et la couverture micaschisteuse avec en plus un chevauchement vers le Sud des micaschistes par les migmatites. Parmi les arguments avancés par M. CHENEVOY pour justifier cette interprétation de la faille d'Arrènes, l'existence d'un faciès de bordure orienté qui se serait développé aux dépens des micaschistes est mise en avant. Or, nous avons vu que ce faciès se continuait à l'intérieur du massif, et nous avons pu définir ainsi dans le granite de Guéret un faciès orienté granodioritique qui n'est pas localisé uniquement sur la bordure Sud. Cet argument ne peut donc être pris en considération.

Une conception assez différente a été développée par Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969). L'axe anticlinal migmatisé serait d'âge cadomien, orienté Est-Ouest, et il aurait été repris en écharpe par la bande granitique hercynienne Lussac-les-Eglises - La Souterraine - Guéret comprenant les granites de Guéret et de la Marche ; on retrouverait ainsi le schéma développé par J. COGNE (1960) en Bretagne Méridionale. La faille d'Arrènes-Ouzilly est considérée comme un témoin des efforts tangentiels hercyniens qui auraient accompagné une poussée générale vers le Nord-Ouest. Nous avons vu que l'influence de l'orogénie cadomienne a été évoquée sur un plan plus général à propos de la zone moldanubienne dans son ensemble (J. AUBOUIN - 1965). Dans le cas présent, cela suppose que les migmatites "type Aubusson" sont précambriennes, hypothèse qui n'est pas en contradiction avec les données géochronologiques dont on dispose actuellement.

Il nous apparaît cependant que les relations entre la granitisation et la tectonique dans le Limousin ne peuvent être comprises que dans le cadre de l'édifice orogénique hercynien, ce qui n'exclut nullement le rejeu dans le cycle hercynien de structures plus anciennes, calédoniennes ou cadomiennes. Il semble également que le schéma de WEGMANN (1935) sur la tectonique superposée puisse s'appliquer dans une certaine mesure. C'est ainsi que les "gneiss d'Aubusson" auxquels sont associés le granite de Guéret et les granites à biotite de la Marche ont pu constituer une infrastructure pour l'édifice orogénique hercynien, les niveaux plus faiblement métamorphiques se comportant comme une super-structure. Or, le granite de Guéret présente un caractère syntectonique, qui, déjà remarqué par M. CHENEVOY, ressort particulièrement bien de notre étude : la plupart des faciès

portent la marque de déformations para-cristallines, et leur disposition n'est pas sans rapport avec les grandes directions tectoniques du massif. Ce caractère syntectonique s'accorde bien avec une granitisation d'infrastructure qui se serait accompagnée de la formation de môles anticlinoriaux, eux-mêmes développés peut-être suivant les axes de structures analogues plus anciennes. Des cisaillements se seraient produits à la limite des zones indurées en bordure des anticlinoria : la faille d'Arrènes, la dislocation de la Marche sont probablement des accidents de ce type.

Ces considérations permettent pour le moins de conclure que le granite de Guéret s'est formé à la suite d'une réactivation à caractère syntectonique de roches ayant acquis déjà un état de rigidité prononcé et qui ont été prises dans l'infrastructure de l'orogénèse hercynienne, comme cela a été souligné antérieurement (K. KURTBAS, Ch. MARQUAIRE et G. RANCHIN - 1969). De telles réjuvénations, intimement liées aux processus orogéniques et se produisant aux dépens de roches granito-gneissiques ou migmatiques de la zone moldanubienne, ont été décrites récemment par J. HAMEURT dans les Vosges Moyennes (1967, 1968) et par H.G. CARRAT (1968 a et b) dans le Morvan.

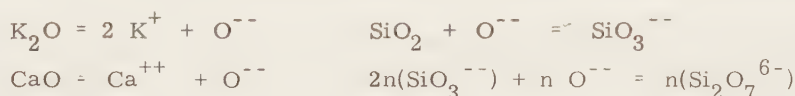
3°) Sur l'évolution granitique dans le massif de Guéret et les massifs de la Marche Ouest.

L'étude pétrographique et géochimique systématique qui a été effectuée sur le granite de Guéret et les granites à biotite de la Marche Ouest a mis en évidence les structures qui résultent de cette activité granitique. Ces structures s'intègrent dans un processus d'évolution commun à tous ces massifs. Cette évolution ne détermine pas véritablement une zonalité car les différents faciès ne se succèdent pas sur le plan spatial ; par contre, ils se succèdent le long d'un axe d'évolution chimique que matérialise sur les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE la direction d'allongement des ellipses représentant chacun de ces faciès. L'un des pôles de cet axe est occupé par un faciès orienté commun au granite de Guéret et aux massifs de la Marche Ouest ; à l'autre pôle se place pour le massif de Guéret le faciès porphyroïde de la Souterraine, et pour les massifs de la Marche Ouest un faciès à composition équivalente, "le faciès à microcline quadrillé". Cette évolution peut être assimilée de prime abord à un processus de différenciation classique dans les limites de la composition granitique avec un enrichissement progressif en SiO_2 et K_2O , et une diminution de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 ainsi que des éléments en traces associés en totalité ou en partie, soit aux minéraux ferromagnésiens (Vd, Cr, Ni, Co, Zn, Cu), soit au calcium dans les feldspaths (Sr, Ba). La teneur en anorthite des plagioclases diminue fortement : elle passe de 50 % à 25 % pour le coeur des cristaux. Un développement croissant du feldspath potassique et une diminution de la biotite sont observés avec une disparition graduelle de l'orientation. Dans l'ensemble de ces roches, il y a généralement coexistence d'orthose et de microcline quadrillé, celui-ci formé secondairement sans doute aux dépens de l'orthose. Le processus d'évolution s'accompagne d'un développement plus grand du microcline quadrillé, ce qui pourrait être dû à la température de cristallisation plus faible s'il ne fallait tenir compte également de l'influence éventuelle des contraintes dynamiques dans cette transformation.

Ce type d'activité granitique ne peut donc être ramené à une simple recristallisation des anatexites comme M. CHENEVOY l'avait supposé. Il implique tout d'abord un transfert de matière généralisé qui intéresse l'ensemble des massifs étudiés (K. KURTBAS,

Ch. MARQUAIRE et G. RANCHIN - 1969). Il implique également un enrichissement en certains éléments dans la mesure où on admet que le matériel remobilisé était formé pour l'essentiel par les anatexites, encore que l'existence antérieurement de parties déjà granitisées ou de niveaux plus basiques puisse être envisagé. Par rapport au granite, les anatexites présentent en effet un déficit marqué en alcalins (sodium, potassium) et en alcalino-terreux (calcium, strontium).

Les transferts ont dû être particulièrement marqués pour ces quatre éléments. Deux d'entre eux, Na et K, sont reconnus comme très mobiles ; selon D.S. KORZHINSKI (1960 - 1968), ils sont avec les éléments volatiles, H_2O , acides mobiles (HCl , CO_2 , SO_2 , etc ...) les constituants essentiels de "solutions transmigmatiques" qui prendraient naissance sous l'écorce terrestre et déclencheraient dans leur ascension la fusion des roches et le processus de granitisation. La mobilité du calcium et du strontium est a priori plus douteuse. On peut remarquer cependant que ces éléments, Na, K, Ca, Sr, présentent de nombreux points communs. Leurs oxydes sont des bases fortes qui, par ionisation dans les bains fondus, donnent des cations métalliques et des anions oxygènes. Au contraire, les oxydes acides, et en particulier la silice, vont donner des anions avec de l'oxygène (D.S. KORZHINSKI - 1960). Dans les bains fondus de silicates, l'oxygène joue donc le même rôle que les anions hydrogènes dans les solutions aqueuses d'électrolytes.



Le classement des métaux usuels en fonction de leur électropositivité (ou basicité) mesurée par le potentiel d'ionisation s'établit effectivement comme suit :

$$(I = \frac{I_1 + \dots + I_n}{n}) = Na, K, Ba, Sr, Ca, Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti, Si \text{ (selon l'ordre d'électropositivité décroissante).}$$

Les métaux considérés plus haut, Na, K, Sr, Ca, ont aussi comme caractéristique un potentiel ionique bas. Leurs charges sont faibles et leurs rayons grands. Ils auront donc peu d'affinité pour l'oxygène dans les bains silicatés ou pour les anions hydroxydes dans les solutions. Ils appartiennent de ce fait au groupe des "network modifiers" de A.E. RINGWOOD (1955 b), c'est-à-dire qu'ils existent comme cations libres dans les solutions. Cela peut expliquer la mobilité du calcium dans les zones profondes, comme d'ailleurs lors de certains phénomènes d'altération superficielle.

Nous envisagerons en premier l'éventualité d'une formation du granite de Guéret par fusion palingénétique des anatexites sans apport de matière, avec une évolution de la composition du bain fondu qui pourrait expliquer les différenciations observées dans le granite. Si on se réfère aux expériences de H. VON PLATEN (1965), la composition initiale du bain fondu pour une roche contenant du quartz, un feldspath potassique et un plagioclase dépend en grande partie à une pression p_{H_2O} donnée du rapport Ab/An de cette roche. Lorsque la pression croît, les points figuratifs de la composition initiale du bain fondu (ou "minimum") et les courbes cotectiques migrent vers le pôle albite. Sur le diagramme de la figure n° 14 sont reportés d'une part les points figuratifs de la composition initiale du bain fondu et les courbes cotectiques pour une pression p_{H_2O} de 2000 bars et pour quelques rapports Ab/An, d'autre part les points figuratifs de la composition initiale du bain pour différentes pressions et pour les rapports Ab/An = ∞ et Ab/An = 2,9 (ceci d'après O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN - 1958 ; W.C. LUTH et al. - 1964 ; H. VON PLATEN

et H. HOLLER - 1966, in "H.G.F. WINKLER - 1967"). Chaque faciès du granite de Guéret est représenté par un point déduit du calcul de norme exposé précédemment (M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1968). Les différences chimiques étant faibles, les faciès sont très rapprochés sur le diagramme : ils sont placés sur le trajet suivi par le "minimum" correspondant à un rapport Ab/An voisin de 5 (qui est celui des anatexites d'Aubusson) lorsque la pression dépasse 2000 bars. La composition du granite de Guéret en quartz, albite et feldspath potassique n'est donc pas incompatible avec le produit de fusion expérimental d'une roche comme les anatexites. Il n'en est cependant pas de même en ce qui concerne la teneur en calcium, toujours si on se réfère aux données expérimentales. H.G.F. WINKLER et H. VON PLATEN (1961) ont indiqué la composition successive à des températures croissantes et pour une pression pH_2O de 2000 bars du bain obtenu par fusion d'un gneiss à cordiérite et feldspath potassique, très riche en quartz (36 %), avec de l'oligoclase An 19, et dont la composition est assez voisine de celles des anatexites d'Aubusson (avec seulement un peu moins de feldspath potassique). La fusion commence à 690° avec production d'un bain de composition aplitique (47 % quartz, 53 % FK), qui devient granitique à 170° (39 % quartz, 27 % Ab, 32 % FK) et évolue ensuite vers une composition de granodiorite, la quantité de plagioclases augmentant. A 780°, 80 % de la roche est fondu, et la composition du bain correspond à 34 % de quartz, 32 % d'albite, 6 % d'anorthite, 12 % de feldspath potassique, 6 % de cordiérite, 5 % de biotite, 3,3 % de minéraux. Dans le résidu cristallin, il reste 8 % de quartz, 8 % de cordiérite et 4 % de minéraux opaques. Le quartz subsiste dans le résidu parce qu'il est très abondant dans la roche. L'anorthite apparaît dans le bain fondu seulement à 710°, et sauf à 760°, température à laquelle tout le plagioclase disparaît du résidu cristallin, la composition du produit de fusion est appauvri en calcium par rapport à la composition initiale du gneiss. Par conséquent, le produit de fusion d'une roche ayant la composition des anatexites d'Aubusson ne peut être enrichi en calcium par rapport à celle-ci, quelle que soit la température atteinte. Le résidu cristallin final dans l'expérience précédente est enrichi en Fe, Mg, Al. Aux températures intermédiaires, le résidu est enrichi en calcium, et un calcul simple montre qu'à 710° sa composition correspond à un plagioclase An 22, et à 730° à un plagioclase An 27. Toutefois, en cas de fusion à peu près complète et dans tous les cas d'enrichissement notable en calcium du résidu, il faut que le plagioclase de la roche initiale soit très calcique. Avec un gneiss dont le plagioclase contenait 40 % d'anorthite, H.G.F. WINKLER et H. VON PLATEN (1961) ont obtenu effectivement un résidu contenant une proportion notable de plagioclase.

L'existence de formations plus calciques dans les séries granitisées apparaît donc comme très vraisemblable, et certaines observations permettent d'étayer cette affirmation. En effet, si dans le Limousin les niveaux d'amphibolites sont selon M. CHENEVOY (1956) peu importants dans la zone des gneiss inférieurs, nous avons vu que dans d'autres régions il existait des niveaux basiques dans la zone de transition entre ces gneiss et les anatexites "type Aubusson" (F.H. FORESTIER et B. LASNIER - 1969). D'autre part, dans le plateau d'Aigurande, ces anatexites contiennent des intercalations d'amphibolites migmatiques (H. DAPROWSKI - 1952) (M. ROQUES - 1953) (J. PARANT - 1954).

La survivance éventuelle de ces niveaux plus calciques au travers de certains traits qui caractériseraient localement le granite de Guéret est un autre problème qui s'est posé notamment à propos de l'interprétation du faciès orienté granodioritique. Nous avons vu que l'influence de l'héritage métamorphique y paraissait plus nette que dans les autres

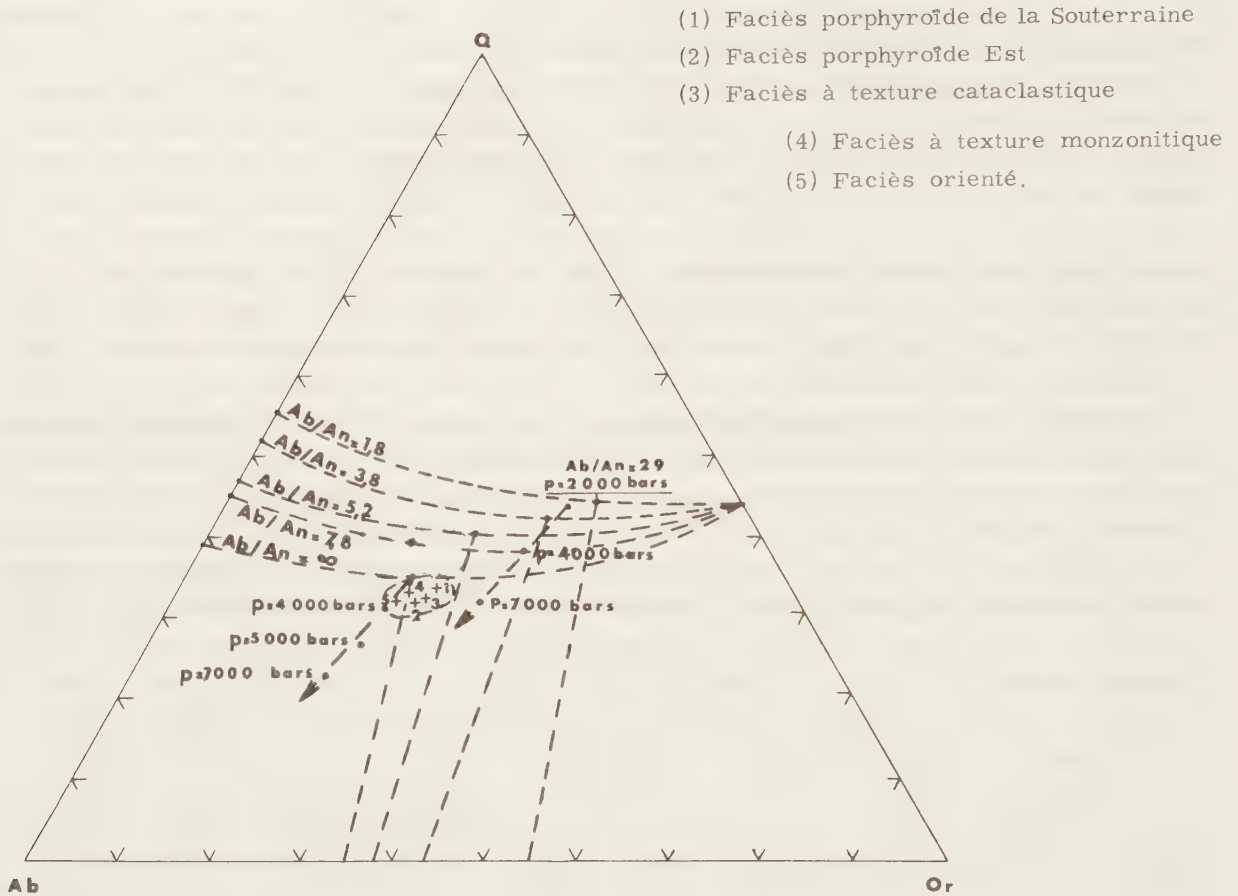


Figure 14 : Position des différents faciès du granite de Guéret dans un diagramme Q-Ab-Or où sont reportées la composition initiale du bain fondu et les courbes cotectiques pour quelques rapports $\frac{Ab}{An}$ à une pression p_{H_2O} de 2000 bars, ainsi que les variations de cette composition initiale pour différentes pressions et pour $\frac{Ab}{An} = \infty$ et $\frac{Ab}{An} = 2,9$. (travaux de VON PLATEN, TUTTLE et BOWEN, LUTH et al., VON PLATEN et H. HOLLER). Explications détaillées dans le texte.

faciès, en raison de la richesse en biotite, des passées schisteuses et aussi de sa texture planaire cloisonnée, encore que l'orientation soit également liée à des déformations syntectoniques. Ce faciès forme la majeure partie des massifs de la Marche Ouest : les variations chimiques y sont importantes et c'est la texture qui permet de grouper les roches concernées en un faciès unique. Dans le massif de Guéret, un faciès analogue ceinture les panneaux d'anatexites et s'étend sur la bordure Sud du massif. Cette disposition particulière en auréole autour des anatexites a été discutée antérieurement (M. ARNOLD, K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1968). Il a été souligné que le faciès orienté ne constituait pas à proprement parler un terme de passage aux anatexites, dont il s'éloigne considérablement par sa richesse en chaux et en alumine. L'hypothèse d'un endomorphisme lié à l'existence d'un niveau métamorphique dérivant de roches très calciques a été envisagée. Cependant, étant donné la manière dont le faciès orienté s'intègre au processus de différenciation

général du massif, étant donné également qu'il constitue dans la Marche Ouest l'essentiel des massifs, il est plus logique de le considérer comme un terme initial granodioritique de la granitisation plutôt que comme un produit terminal de séparation granodioritique en liaison avec un endomorphisme calcique. En ce qui concerne particulièrement ce faciès, il n'est d'ailleurs pas impossible que les deux phénomènes interviennent.

Il paraît désormais évident que les anatexites "type Aubusson" n'ont constitué qu'une partie des matériaux réactivés par la granitisation de Guéret. L'hypothèse d'une origine palingénétique directe du granite de Guéret à partir des niveaux de base de la série métamorphique n'est pas à écarter, mais les structures qui ont été mises en évidence ne peuvent résulter de mobilisations successives dans le cadre d'une évolution palingénétique. Il faudrait pour cela que les faciès à composition granodioritique se soient formés après les faciès plus acides, ce qui est contraire à leurs relations mutuelles telles que généralement l'observation permet de les définir. Un processus de fractionnement, rendu probable par le comportement de certains éléments en traces, paraît mieux adapté à l'évolution observée. Les transferts de matière ont dû être contrôlés largement par l'action mécanique des processus tectoniques comme en témoigne la disposition des faciès. Mais c'est bien à la stabilité des différentes phases minérales en fonction des conditions locales de température et de pression que l'on doit l'essentiel du phénomène de différenciation observé, et cela apparaîtra beaucoup plus nettement dans les granites à deux micas. Une plus grande homogénéisation caractérise certaines structures, celles notamment que forme le faciès à texture monzonitique où toute trace de déformation tectonique a été effacée, ce qui est peut-être en rapport avec des conditions de pression-température plus élevées et un gisement plus profond comme cela a été affirmé antérieurement (ibid).

Aux pôles extrêmes de l'évolution se placent respectivement pour le massif de Guéret et les massifs de la Marche Ouest deux faciès dont la composition en éléments majeurs est identique, mais qui diffèrent par la structure et les éléments en traces. Le granite de la Souterraine dans le massif de Guéret se distingue du faciès à microcline quadrillé dans la Marche Ouest par sa structure porphyroïde, la forme globuleuse du quartz, et il y a même été signalé des quartz de forme bipyramidée. D'autre part, le granite de la Souterraine est enrichi en un certain nombre d'éléments à potentiel ionique élevé (B, Be, V, Ni) ainsi qu'en plomb et en zinc. L'enrichissement en ces éléments, la croissance des quartz bipyramides, et peut-être aussi en partie celle des porphyroblastes de feldspath potassique apparaissent comme des phénomènes liés à l'intervention d'une phase fluide résiduelle.

B - LE MASSIF D'AUREIL

Le massif d'Aureil, à bords intrusifs, recoupe les anatexites à cordiérite au Nord et les gneiss à l'Est et au Sud. Alors que la granitisation de Guéret s'est développée dans l'infrastructure, la mise en place du granite d'Aureil s'est faite, semble-t-il, à la limite de l'infrastructure et de la superstructure de l'orogénèse hercynienne. Par ailleurs, comme les autres massifs de la vallée de la Vienne, il apparaît dans une zone anticlinale gneissique.

Les structures mises en évidence dans le massif d'Aureil traduisent une évolution géochimique analogue à celle de la granitisation de Guéret, avec certaines des

transformations pétrographiques les plus spectaculaires observées dans cette dernière, telles que la diminution progressive de l'orientation et de la teneur en anorthite des plagioclases. Mais la zone d'acidité maximum montre un développement important de muscovite.

Aux conditions de mise en place du granite d'Aureil correspondent cependant des caractères géologiques et géochimiques particuliers :

1°) Les structures nées de la différenciation se succèdent dans l'ordre sur le plan spatial, ce qui détermine une zonalité semi-concentrique. Le contrôle tectonique sur les transferts de matière et la disposition des faciès est ici beaucoup moins évident.

2°) Dans son ensemble, le granite d'Aureil se caractérise par une acidité plus élevée que l'acidité moyenne du granite de Guéret ou des granites à biotite de la Marche Ouest. Elle est comparable en fait à celle des faciès les plus évolués de la granitisation "type Guéret", comme le granite de la Souterraine.

3°) A acidité égale, le granite d'Aureil se caractérise par une teneur beaucoup plus élevée en Na_2O que les granites "type Guéret", cette teneur étant pratiquement égale à celle de K_2O et supérieure à 4 %. Il existe d'autres différences chimiques qui sont probablement en liaison avec les précédentes et qui portent sur l'alumine et le phosphore. Le granite d'Aureil apparaît plus alumineux et plus pauvre en phosphore que le granite de Guéret.

Donc, pour un même degré de différenciation acide, des différences chimiques qui sont importantes apparaissent dans les granites à biotite. Sur les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE ayant le paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ en abscisse, l'axe d'évolution du granite d'Aureil est fortement décalé par rapport à celui des granites de type Guéret vers les valeurs négatives de ce paramètre. Cela détermine deux lignes évolutives parallèles.

Ce décalage entre les axes d'évolution peut être mis en parallèle avec la nature de l'environnement métamorphique et en fin de compte avec la composition des matériaux granitisés. La richesse en sodium du granite d'Aureil est liée de toute évidence à l'existence de niveaux leptynoamphiboliques très sodiques connus dans les gneiss supérieurs et les micaschistes. Selon M. CHENEVOY (1958), ces formations dériveraient de matériaux volcaniques dont les caractères chimiques et la paragenèse s'apparenteraient aux associations spilites-kératophyres. Les valeurs du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ dans les granites du Nord-Limousin pour un même degré de différenciation acide sont donc le reflet des tendances originelles plus ou moins volcaniques ou sédimentaires qui caractérisent les formations métamorphiques granitisées. Au niveau régional, c'est l'illustration d'un certain "mimétisme" qui existe d'une manière générale entre les plutons granitiques et leur environnement, suivant que celui-ci est sédimentaire ou volcanique (H. de la ROCHE - 1968).

C - LE GRANITE ORIENTE DE LA BRAME

Le granite de la Brame se caractérise par une texture planaire généralement exempte de cataclase à l'inverse de ce qui est observé généralement dans le granite de Guéret. Le faciès-type se différencie également du granite de Guéret par l'abondance de la sillimanite et l'absence presque totale ou l'extrême rareté de la cordiérite, ainsi que par sa composition chimique. Il est en effet plus acide et surtout beaucoup plus potassique que les faciès les plus évolués de la granitisation de Guéret. Cette teneur élevée en potasse

est la caractéristique chimique principale du faciès-type du granite de la Brame dont la composition est celle d'un granite alcalin. Le faciès-type est à sillimanite fibreuse. Il passe progressivement à un faciès à sillimanite prismatique et à cordiérite observé au Sud dans la région de St-Jouvent et au Nord près des anatexites d'Arnac-la-Poste. Dans cette région, c'est un véritable faciès de convergence avec le granite de Guéret qui apparaît, avec un appauvrissement notable en silice et en potassium, et une augmentation des éléments ferromagnésiens, du calcium et de certains éléments en traces qui leur sont associés (Sr, V, Ba).

Compte tenu de cette convergence observée entre les granites de type Guéret et le granite de la Brame et des caractéristiques des deux granitisations, nous avons émis l'hypothèse que la granitisation de la Brame pourrait représenter le prolongement de la granitisation de Guéret dans la superstructure de l'orogénèse hercynienne (K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1969 ^{*)}). L'absence de déformations syncristallines dans le granite de la Brame s'expliquerait par un mode de tectonique plus souple, l'orientation étant exclusivement d'origine métamorphique. Le fait que le granite de la Brame contienne de nombreux septa schisteux métamorphisés par contact (M. CHENEVOY - 1958) vient à l'appui de cette hypothèse. La structure en voûte surbaissée du granite de la Brame a été interprétée par Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969) comme la conséquence d'une compression liée à la tectonique tangentielle hercynienne SE-NO : le granite de la Brame pourrait donc être lié à une structure anticlinale Nord-Sud recoupant les plis de direction SE-NO et interrompant le synclinorium micaschisteux de Laurière. Son évolution en profondeur vers une granitisation d'infrastructure de type Guéret paraît probable. Les relations entre la tectonique et la granitisation dans le Nord-Limousin se trouvent également renforcées par cette hypothèse sur la position structurale du granite de la Brame.

Ce prolongement de la granitisation de Guéret dans la superstructure prend l'aspect d'une intense activité acide et alcaline (surtout potassique). L'évolution chimique se double d'un changement de paragenèse, et le passage du granite de Guéret au granite de la Brame est marqué par l'apparition de sillimanite prismatique à côté de la cordiérite raréfiée dans le faciès de transition, puis par la disparition de la cordiérite et le développement de la sillimanite fibreuse dans le faciès-type du granite de la Brame. La paragenèse caractéristique de ce granite est donc celle du sous-faciès à sillimanite-almandin-orthose du faciès "amphibolite".

Il n'est pas évident a priori que ce changement dans la paragenèse soit lié aux conditions de température ou de pression. En effet, les deux réactions qui sont le plus souvent évoquées pour expliquer la formation de la sillimanite et de la cordiérite dans le granite se produiraient d'après les résultats expérimentaux pratiquement dans les mêmes conditions (H.G.F. WINKLER - 1967, p. 74) (K.R. MENHERT - 1968, p. 238) :

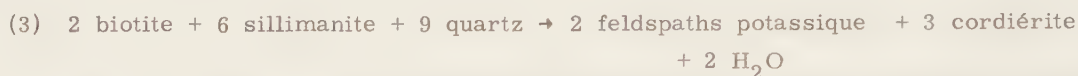


Si on se limite aux conditions compatibles avec la fusion du granite, la réaction (1) se produirait à 680° - 690° C pour une pression de 4 kbars (d'après H.G.F. WINKLER). La réaction (2) a été expérimentée par de très nombreux auteurs. Selon B.W. EVANS (1965) et d'autres (in K.R. MEHNERT, p. 112), elle se produirait entre 665°

^{*)} Les granites de la Marche Occidentale. Rapport interne C.R.R.

et 700° pour la même pression de 4 bars.

La disparition de la cordiérite dans le granite de la Brame et son remplacement par la sillimanite pourraient par contre très bien s'expliquer par des raisons chimiques étant donné l'appauvrissement en éléments ferro-magnésiens constaté dans le granite de la Brame. Toutefois, on comprendrait mal alors le changement d'habitus présenté par la sillimanite qui, associée à la cordiérite, devient prismatique. Aussi, il paraît probable que des facteurs thermodynamiques sont intervenus. Expérimentalement, lors de la fusion d'un gneiss à deux micas, H. VON PLATEN et H. HOLLER (1966) ont d'ailleurs remarqué que la réaction de dissociation de la muscovite avec formation de sillimanite était suivie à une température largement plus élevée par la réaction suivante :



Par rapport au granite de Guéret, le granite de la Brame se caractérise également par des phénomènes de muscovitisation, c'est-à-dire par le développement métasomatique de muscovite aux dépens de minéraux déjà cristallisés. La muscovite apparaît en fait avec trois habitus principaux dans le granite de la Brame, sous forme de franges séréciteuses bordant les lits de sillimanite en grands cristaux englobant des prismes de sillimanite, et enfin en cristaux amiboïdes à l'intérieur des feldspaths. Dans les zones fissurales, on observe un développement important de symplectites de quartz et de muscovite ou de muscovites en gerbes de cristaux entrecroisés. Il est attribué communément à ces formes fissurales et aux cristaux amiboïdes dans les feldspaths une origine deutérique, par réaction entre les feldspaths et l'eau contenue dans la phase fluide résiduelle. De toute évidence, la sérécite qui borde les cristaux de sillimanite provient également d'une altération de ce minéral sous l'action de cette même phase fluide. L'altération en sérécite des silicates d'alumine est surtout évoquée pour la cordiérite et l'andalousite, mais elle a aussi été reconnue pour la sillimanite, et, dans le cas présent, le phénomène ne fait aucun doute. Le potassium et la silice nécessaires pourraient provenir de l'altération d'autres minéraux comme le feldspath potassique, et même de la muscovitisation de celui-ci, suivant la réaction de transformation de l'orthose en muscovite expérimentée par J. J. HEMLEY qui libère de la silice et des ions potassium. Le cas des grands cristaux de muscovite qui englobent de petits prismes de sillimanite est plus délicat à interpréter ; ou bien il s'agit d'un remplacement métasomatique, et l'origine de ces cristaux ne serait pas différente de celle des franges séréciteuses ; ou bien la formation du granite s'est effectuée dans des conditions de pression et de température qui étaient à la limite de stabilité de la muscovite et de la sillimanite qui auraient cristallisé ensemble, par exemple dans le domaine d'équilibre de la réaction (2). Mais, dans ce dernier cas, les cristaux de muscovite devraient contenir normalement à côté de la sillimanite des grains de feldspath potassique, et cela n'a pas été observé. En fait, la deuxième hypothèse, c'est-à-dire une évolution des conditions thermodynamiques de la cristallisation du granite est a priori beaucoup plus justifiée pour expliquer le passage progressif observé entre le granite de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre, et notamment le développement des grands cristaux limpides de muscovite losangique. Mais, dans le granite de la Brame, il semble bien que l'essentiel de la muscovite se soit formé par échanges d'ions aux dépens de minéraux cristallisés et par l'intermédiaire de la phase fluide résiduelle au-dessous de la température de cristallisation du granite.

CHAPITRE II

LES GRANITES A DEUX MICAS

I - CARACTERES GENERAUX DES GRANITES A DEUX MICAS

Dans l'optique qui est la nôtre d'une individualisation des "types de granitisation" par leurs tendances évolutives, les granites à deux micas forment effectivement un groupe à part. En effet, l'apparition d'un certain nombre de caractères qui, réunis, sont typiques de ces roches désignées sous le nom de "granulites" sur les vieilles cartes géologiques du Massif Central Français, entraîne sur les diagrammes chimico-minéralogiques une discordance nette par rapport à la tendance évolutive des granites à biotite. Alors que, pour ceux-ci, l'augmentation de la proportion de quartz et la diminution de la proportion de minéraux ferro-magnésiens et calciques s'accompagnaient d'une variation positive du paramètre $K - (Na + Ca)$, dans les granites à deux micas cette variation est négative. Dans le premier cas, il y avait un développement croissant de feldspath potassique par rapport aux plagioclases, dans le second cas il y a un développement croissant d'albite par rapport au feldspath potassique et à l'anorthite. Sur les diagrammes de H. de la ROCHE, les domaines respectifs des granites à deux micas correspondent à des ellipses allongées suivant une direction générale SE-NO, alors que celles des granites à biotite sont orientées suivant des directions SO-NE. La discordance est plus ou moins marquée suivant l'inclinaison des ellipses considérées dans chaque tendance.

Dans cette région du Limousin, cette discordance entre les tendances évolutives des granites à biotite et des granites à deux micas est systématique. Il en est de même dans des régions voisines qui, géologiquement, lui sont comparables, comme la Vendée (J.P. RENARD, 1969). Cet axe d'évolution orienté SE-NO, exprime un enrichissement en sodium non seulement par rapport au calcium, mais aussi par rapport au potassium, et il correspond à un phénomène général de sodification qui influence aussi bien la composition des plagioclases que celle des feldspaths potassiques, ainsi que les proportions respectives de feldspath potassique et d'albite en perthites ou en cristaux séparés. Ce mode d'évolution n'est pas spécifique des granites à deux micas : si un processus d'albitisation affecte des granites à biotite, une discordance va apparaître entre deux tendances évolutives respectivement à caractère potassique et sodique, comme c'est le cas dans le Morvan, entre les granites calco-alcalins et les granites subalcalins du batholite de Luzy (H. CARRAT - 1968).

Cette discordance est particulièrement bien marquée dans le Limousin pour le granite de Guéret et le granite à deux micas de la Marche Centrale (figure n° 3 a et 3 b),

pour les granites à biotite et les granites à deux micas de la Marche Ouest (figures n° 9 et 10). Elle est moins nette entre le granito-gneiss de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre. C'est pourtant avec ces granites que le phénomène a été observé en premier (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Cela provient du fait que les variations chimiques sont faibles dans le granito-gneiss de la Brame comparablement aux granites de "type Guéret", et son axe d'évolution à caractère potassique est peu marqué. Dans le massif d'Aureil, le faciès à deux micas le plus répandu (III a) est confondu avec le granite à biotite de la zone II (figure n° 12), mais il s'agit en fait d'un terme de passage par rapport aux granites à deux micas en massifs individualisés, et il ne présente pas encore de caractères très tranchés par rapport aux granites à biotite.

Mise à part leur tendance évolutive, les granites à deux micas conservent suffisamment de caractères pétrographiques et géochimiques dont la réunion suffit amplement à faire de ces roches un groupe distinct, même si pris individuellement, chacun de ces caractères ne saurait y suffire. En pétrographie, nous citerons la présence d'albite, dans ses différents habitus, la forme du quartz, le plus souvent de grande taille, d'aspect globuleux, apparaissent au microscope en grandes plages monocristallines, et bien entendu, la présence de muscovite, notamment les grands cristaux isolés parfois automorphes, en quantité sensiblement égale à celle de la biotite. Sans qu'il soit nécessaire de faire appel à la géochimie des éléments en traces, qui se révélerait cependant déterminante, les caractéristiques chimiques sont également très nettes. Dans la classification d'A. LACROIX, ces roches se placent dans la famille des granites alcalins, dans le groupe hololeucocrate et dans la branche orthosique, alors que tous les granites à biotite étudiés jusqu'à présent se répartissaient entre les différentes branches de la famille des granites calcoalcalins. Dans la classification minéralogique d'A. SRECKEISEN (1966), les granites à deux micas se placent soit dans les syénogranites, soit dans les granites alcalins, ceci suivant la composition chimique propre au massif considéré, et le degré de différenciation atteint dans ce massif. Les roches qui sont des granites alcalins ne comportent pas d'oligoclase acide ou très peu, ce qui n'est pas le cas le plus répandu.

Les études géochimiques systématiques et la prise en considération des tendances évolutives confirment l'individualité remarquable de ces roches appelées autrefois "granulites". Dans le but de conserver le groupe, J. LAMEYRE (1966) a proposé de les désigner sous le nom de "leucogranites", le terme de granulite étant à proscrire pour des raisons évidentes. Dans ce mémoire orienté sur les facteurs géologiques en rapport avec la géochimie de l'uranium, et de manière à faciliter la comparaison avec des provinces géologiques et métallogéniques comparables où les relations entre "granite à biotite" et "granite à deux micas" sont sensiblement identiques et posent les mêmes problèmes, nous utiliserons le terme de granite à deux micas, universellement employé. Il y a un inconvénient dans le fait que, comme l'a souligné J. LAMEYRE (ibid), il existe des granites dits "à biotite" qui contiennent autant de muscovite que les granites à deux micas, mais où, selon les propres termes de cet auteur, "la muscovite est mêlée à la biotite et peu visible". Nous en avons des exemples dans le Nord-Limousin avec le faciès à deux micas du granite d'Aureil, ainsi qu'avec certaines variétés du granite orienté de la Brame. Dans les cas considérés, l'inconvénient n'est pas apparu comme majeur. L'habitus de la muscovite est important à considérer et il est généralement différent de celui qui est majoritaire dans les granites à deux micas bien caractérisés. De plus, les roches concernées correspondent généralement à des termes de passage entre les granites à biotite et les granites à deux micas.

La figure n° 15 nous donne une vue d'ensemble des relations chimico-minéralogiques entre les granites à biotite et les principaux granites à deux micas étudiés, chaque massif granitique étant représenté par une ellipse qui correspond à son domaine respectif dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE. Géographiquement, chacun des granites à deux micas peut généralement être associé à un granite à biotite. C'est ainsi que le granite à deux micas de la Marche est intrusif dans le granite de Guéret à l'Est et dans le granite à biotite de la Marche Occidentale à l'Ouest. Le granite à deux micas de St-Sylvestre est flanqué à l'Ouest par le granito-gneiss de la Brame. Le faciès à deux micas d'Aureil fait partie intégrante de ce massif de granite à biotite. Seul le granite à deux micas de Crozant, intrusif dans les formations métamorphiques du plateau d'Aigurande, ne peut être associé à un massif de granite à biotite, tout au moins qui soit visible en surface. En s'appuyant sur ce diagramme de synthèse, il est possible de faire un certain nombre de constatations très intéressantes qui sont en fait, des éléments essentiels pour la compréhension de la géologie des granites à deux micas.

1°) La composition chimique des granites à deux micas et particulièrement la valeur du paramètre $K - (Na + Ca)$, présente une parenté évidente avec celle des granites à biotite auxquels on les trouve normalement associés. Il est ainsi possible de distinguer un premier groupe important formé par les granites à deux micas de la Marche, associés aux granites "de type Guéret", et caractérisés par des valeurs généralement négatives du paramètre $K - (Na + Ca)$. Le second groupe se caractérise par des valeurs plus élevées du paramètre $K - (Na + Ca)$. Il présente une parenté chimique avec le granito-gneiss de la Brame, et, outre le granite à deux micas de St-Sylvestre, seul représenté sur la figure n° 15, il comprend le granite voisin de Cognac-le-Froid et le granite à grain fin de "type Château-ponsac" dont on sait qu'il est étroitement associé au granito-gneiss. La différence chimique porte sur les proportions respectives de sodium et de potassium. A acidité égale, ou pour une valeur donnée du paramètre $Fe + Mg + Ti$, les granites du premier groupe sont plus sodiques et moins potassiques que ceux du second groupe. Le faciès à deux micas d'Aureil se révèle comme étant particulièrement sodique, ce qui est normal étant donné qu'il ne se différencie pas des faciès à biotite du même massif, eux-mêmes beaucoup moins potassiques que les granites de "type Guéret". Le granite à deux micas de Crozant occupe une position intermédiaire entre les granites du premier et du second groupe.

Cette parenté chimique qui existe entre les granites à biotite et les granites à deux micas lorsqu'on considère des massifs associés géographiquement peut être interprétée a priori de différentes manières, soit notamment que l'on mette l'accent sur des processus de différenciation, soit encore que l'on fasse appel à des processus de remobilisation. Nous verrons quelles hypothèses peuvent être considérées valablement, mais nous devons dès à présent tenir pour acquise une certaine filiation chimique entre ces deux types de granite.

2°) Suivant qu'ils appartiennent à l'un ou l'autre des deux groupes définis précédemment, la situation des granites à deux micas vis à vis des éléments de la tectonique régionale apparaît différente. Cela intéresse surtout les granites en massifs bien individualisés, à bords circonscrits sur la totalité ou une partie importante de leur pourtour.

Les massifs de granite à deux micas de la Marche sont associés à la dislocation de Boussac étudiée par E. RAGUIN (1926) et suivie depuis la vallée du Cher jusqu'au Bassin sédimentaire du Berry, soit sur près de cent vingt kilomètres. Cette dislocation

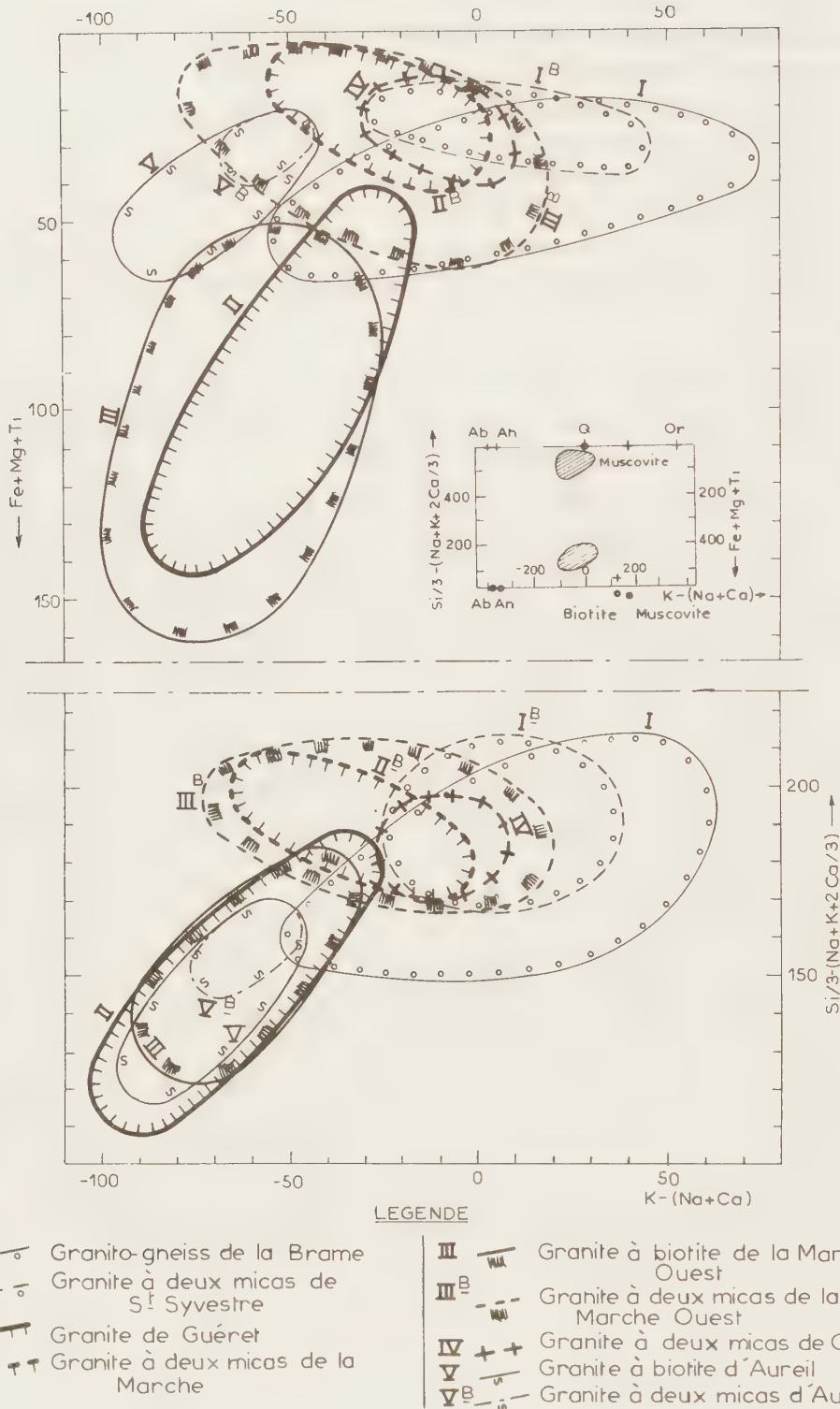


Figure 15 - Relations chimico-minéralogiques entre les granites à biotite et les granites à deux micas dans le Nord-Limousin ; leur expression sur les diagrammes de H. de la ROCHE, avec en abscisse le paramètre $K - (Na + Ca)$ et en ordonnées les paramètres $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$ et $Fe + Mg + Ti$.

représente le prolongement probable dans le Massif Central de la zone broyée sud-armoricaine définie par J. COGNE (1960). Dans la zone centrale, au Nord de la partie occidentale du massif de Guéret, le granite à deux micas forme une bande étroite de direction Ouest-Est, large tout au plus de un à cinq kilomètres, qui prend en écharpe le granite de Guéret. Dans la zone orientale, au Sud de Boussac, le granite à deux micas s'élargit suivant un lobe qui s'écarte de la dislocation, à l'image des massifs décrits par J. COGNE (1960) sur le flanc septentrional de la zone broyée sud-armoricaine. Dans la zone occidentale, la chaîne de la Marche s'élargit également, entre la dislocation de Boussac et celle d'Ouzilly, et des bandes de granites à deux micas recoupent les granites à biotite. Dans son ensemble, le gisement du granite à deux micas de la Marche est typique d'une mise en place syncinématique en bordure d'une zone anticlinoriale indurée par la migmatisation et la granitisation de Guéret.

Au contraire, le granite à deux micas de St-Sylvestre, tout au moins dans la partie orientale de St-Goussaud, le granite de Crozant et les autres petits massifs du plateau d'Aigurande apparaissent au sein des synclinoria d'ectinites où ils percent généralement des replis anticlinaux accessoires micaschisteux. Pour la série du plateau d'Aigurande, que l'on supposait renversée (J. DELORME et A. EMBERGER, 1949), P. PRUVOST (1953) a émis l'hypothèse d'une disposition synclinale en "blague à tabac", consécutive à un resserrement entre les deux blocs migmatiques de Boussac au Sud et de Gargilesse au Nord. Cette hypothèse a été reprise par M. CHENEVOY (1958) pour les micaschistes de Laurière, redressés de part et d'autre du granite à deux micas de St-Sylvestre et formant une coupole anticlinale accessoire dans le synclinorium dont les deux bords sont renversés. De nombreux granites à deux micas apparaissent au sein de telles structures, et ce fait a été souligné par J. LAMEYRE (1963, 1966). Ce qu'il faut sans doute considérer avant tout dans ces structures, c'est qu'elles correspondent à des zones de coulissage entre des môles indurés, et par là même à des zones de rupture.

3°) Les diagrammes de la figure n° 15-nous donnent un aperçu d'ensemble de la composition chimique des roches granitiques qui contiennent de la muscovite en quantités importantes. Celle-ci ne cristallise en abondance que pour des valeurs de $Fe + Mg + Ti$ inférieures à 60, ce qui correspond à des teneurs en CaO inférieures à 1 % et à des teneurs en SiO_2 supérieures à 72 %. Il semble que les conditions chimiques du développement de la muscovite soient assez strictes pour ces éléments, et, au contraire, qu'elles le soient moins en ce qui concerne l'alcalinité. En effet, il arrive que dans les granites à deux micas, principalement dans les faciès sodiques, la somme $Na + K$ ne dépasse pas 205, valeur souvent atteinte dans les granites porphyroïdes à biotite. On peut remarquer que les granites à biotite qui contiennent parfois une certaine quantité de muscovite, comme le granito-gneiss de la Brame et le granite d'Aureil, satisfont aux impératifs chimiques qui viennent d'être définis. Ces deux granites contiennent aussi une réserve d'aluminium, exprimée principalement dans la sillimanite ou la cordiérite, et c'est généralement le cas de tous les granites à biotite de la région. Au niveau des granites à deux micas, cet aluminium disponible entre dans la composition de la muscovite.

II - LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE - ZONALITE PETROGRAPHIQUE, GEOCHIMIQUE ET METALLOGENIQUE

Des études antérieures ont permis de mettre en évidence une zonalité pétrographique et géochimique, appuyée sur un certain nombre de critères qui devaient ensuite se révéler très utiles pour l'étude de massifs granitiques du même type. Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, deux zones principales avaient été distinguées, dont les caractéristiques essentielles étaient définies de la manière suivante (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b) :

- une zone occidentale, correspondant à la région de Bessines et Margnac, dite "sans albitisation", avec une partie importante de la muscovite sous forme de cristaux losangiques.
- une zone orientale, "dite albitisée", correspondant pour l'essentiel aux Monts d'Ambazac et au dôme de St-Goussaud, caractérisée dans son ensemble par le développement de perthites mâclées en taches coalescentes dans le feldspath potassique, et dans sa partie Ouest par la présence de microcline quadrillé.

L'étude des sondages et des échantillons prélevés dans les travers-bancs stériles des mines, qui a été approfondie depuis la rédaction de ce précédent travail, va nous permettre de préciser les modalités suivant lesquelles s'effectuent les variations pétrographiques et géochimiques dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Les échantillonnages en roche saine dont nous disposons limitent nécessairement notre étude à deux coupes générales sensiblement Ouest-Est (figure n° 16) :

- la première au Nord, passant par la mine des Brugeauds et le sondage de Bellezanne ;
- la seconde au centre, passant par la mine de Margnac, les sondages BS, la mine de Fanay, le sondage ES 3 et le dôme de St-Goussaud où ont été effectués les sondages ES 2 au Nord et ES 1 au centre, mais où les échantillons de surface ont apporté des résultats suffisamment clairs.

A - VARIATIONS PETROGRAPHIQUES

1°) La zone occidentale (Les Brugeauds - Bessines - Margnac)

Dans l'ensemble, cette zone est d'un aspect assez hétérogène. Le granite est à grain variable, grossier ou moyen, avec aussi de nombreux pointements de granite à grain fin. Près du granite de la Brame, des lambeaux schisteux profondément transformés forment des enclaves importantes : ce sont les "migmatites d'endomorphisme" décrites par J. et J.A. SARCIA (1962). Les lentilles de biotite qui sont des schlieren de grande taille, sont très nombreuses.

Près du granito-gneiss de la Brame, le granite à deux micas présente parfois une légère orientation ; en général, il est à texture équante. C'est une roche très quartzreuse, et la teinte gris sombre du quartz tranche nettement sur le fond feldspathique de couleur claire, légèrement rosé. Une partie importante de la muscovite est sous forme de cristaux automorphes isolés à contours losangiques : cela est surtout vrai dans la région Nord (Bessines - Les Brugeauds) où ce caractère avait été remarqué par J. et J.A. SARCIA (1962).

Au microscope, le quartz se présente en grandes plages globuleuses. Le

feldspath potassique est en grands cristaux allongés, automorphes, mâclés régulièrement suivant la loi de Carlsbad. Dans la région des Brugeauds, les cristaux sont perthitiques avec de nombreux films ou veines d'albite, à contours flous, non mâclés, sensiblement perpendiculaires à la trace du plan de la macle de Carlsbad. (Pl. VI, figure 1). Dans la région de Margnac, les feldspaths potassiques sont beaucoup moins perthitiques, mais certaines veines d'albite sont mâclées. Ils sont par contre très poecilitiques, avec de nombreuses inclusions de plagioclases zonés parallèles aux bords du cristal. La mesure du degré de triclinicité du feldspath potassique débarrassé de ses perthites dans deux échantillons prélevés près de Bessines indique s'il s'agit d'orthose ou d'un feldspath très proche (travaux du laboratoire de rayons X du C.R.P.G.).

Cette roche contient de l'oligoclase et de l'albite. L'oligoclase prédomine nettement, en cristaux automorphes ou sub-automorphes, souvent zonés, avec une partie centrale altérée. La teneur en anorthite varie entre 13 et 17 % au coeur : c'est donc de l'oligoclase acide, avec très souvent un liséré albitique. Les cristaux d'albite sont rarement purs et contiennent généralement entre 3 et 7 % d'anorthite.

L'habitus de la biotite est variable ; elle se présente parfois en cristaux trapus, automorphes, de grande taille, mais on la trouve aussi en cristaux très allongés, presque aciculaires. Elle est généralement bourrée d'apatite et de minéraux transparents radioactifs de petite taille mais parfaitement discernables.

Les grands cristaux de muscovite automorphes, à bords généralement rectilignes, sont le plus souvent accolés au quartz. Ils contiennent fréquemment des inclusions d'apatite et d'autres minéraux radioactifs de petite taille. La muscovite est parfois interstratifiée avec la biotite, dont elle englobe de petits cristaux. Les lattes de muscovite, qu'elles soient isolées ou associées à la biotite, comportent des prolongements amiboïdes développés principalement dans les feldspaths potassiques. Par ailleurs, les plagioclases sont toujours légèrement séricitisés.

Dans les échantillons provenant de la mine des Brugeauds, la sillimanite est assez fréquente, sous une forme d'apparence résiduelle, en grains ou petits prismes contenus dans la muscovite. Elle a été observée également dans les sondages de la région de Margnac.

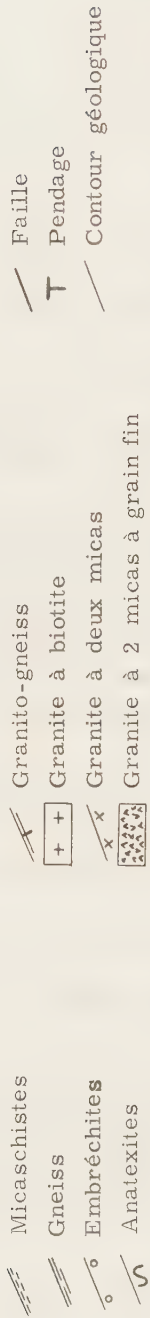
2°) La zone orientale ou "zone de sodification"

a - La zone à microcline quadrillé (Bellezanne, Fanay-les-Tenelles, St-Léger-la-Montagne).

Cette zone se différencie très facilement de la précédente par la présence de microcline quadrillé en grands cristaux automorphes. La zone à microcline quadrillé forme une bande orientée sensiblement Nord-Sud, d'une largeur maximum de 5 à 6 km dans la région centrale, dont la limite passe notamment dans la mine de Fanay, entre le travers-bancs d'Augère à l'Ouest et celui des Tenelles à l'Est.

Ce caractère est certes le plus spectaculaire, mais ce n'est pas le plus significatif et le mieux représentatif d'un certain état d'évolution des granites à deux micas. Nous avons vu que déjà dans la région de Margnac des veines perthitiques d'albite mâclée pouvaient être observées dans le feldspath potassique. Progressivement, en allant vers l'Est, ce caractère devient de plus en plus marqué. Les veines s'élargissent pour devenir des plages disposées en damier, des cristaux allongés parallèlement à l'axe *c* se développent

(d'après M. CHENEVOY (1958) et la carte C.E.A. (La Crouzille - 1956)



CARTE ETABLIE D'APRES LES ECHANTILLONNAGES EFFECTUES
SUR LE MASSIF DE St-SYLVESTRE

Types d'échantillonnages

- Point de prélèvement en surface
- Δ Sondage
- ⊕ Travers-bancs

ZONALITE DU GRANITE A DEUX MICAS

- Zone Ouest sans perthites mâclées
- /— Limite d'apparition des perthites mâclées prises comme limite de la zone de sodification
- Zone de sodification
- /— Limites Ouest et Est du microcline quadrillé
- ▨ Faciès microgranitique

ZONALITE DES MINERALISATIONS

(D'après J. GEFFROY et Jacq. A. SARCIA (1957-1958), P. FITTE et J. A. SARCIA (1961), A. LAPORTE (1965))

- | | | | | | |
|---|-------------------------|---|---|---|--------------------------|
| ★ | Pegmatite potassique | ☆ | Pegmatite sodolithique | ● | Filon de quartz aurifère |
| ⊗ | Pegmatite de transition | ⊙ | Filon de quartz stanno-
wolframifère | | |

Périmètre des gîtes d'uranium (> 10 T) Carte C.E.A. (La Crouzille - 1968)

Figure 16 (légende) - Zonalite pétrographique et métallogénique dans le granite à deux micas de St-Sylvestre

le long du plan d'accolement de la macle de Carlsbad. Les cristaux d'albite ont tendance en fait à croître en dehors des plans de ségrégation habituels des perthites d'exsolution en films ou en veines floues. Ils suivent parfois les fissures, et, d'une manière générale, les surfaces de discontinuité du minéral-hôte comme le plan d'association de la macle de Carlsbad. Des veines perthitiques prolongent parfois des cristaux d'albite situés en bordure du feldspath potassique et apparaissent comme des figures d'interpénétration du feldspath potassique par l'albite (Pl. VI, figures 2 et 3).

Ce type d'association entre le feldspath potassique et l'albite est considéré le plus souvent comme typique d'un remplacement du feldspath potassique par l'albite, autrement dit, d'un phénomène d'albitisation du feldspath potassique. Dans le cas particulier du massif de St-Sylvestre, c'était notamment l'opinion de J. et J.A. SARCIA (1962). Comme ce caractère persiste plus à l'Est dans le massif de St-Goussaud, il avait été distingué logiquement pour l'ensemble du granite à deux micas de St-Sylvestre une zone occidentale non albitisée et une zone orientale albitisée comprenant la zone à microcline quadrillé et le dôme de St-Goussaud (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b), sans toutefois que nous ayons pris parti quant à la signification exacte de ce type de perthites. Les études géochimiques devaient confirmer qu'il s'agissait de deux zones bien distinctes, la zone orientale étant légèrement enrichie en sodium et de manière plus nette appauvrie en potassium. Ces variations géochimiques soulignent le fait que, d'une façon générale, dans la zone orientale, les feldspaths potassiques sont plus riches en perthites, avec des cas fréquents d'interpénétration du feldspath potassique par l'albite. Toutefois, l'opinion que l'on se fait habituellement de ces perthites mâclées nous paraît devoir être nuancée.

Il faut souligner tout d'abord que l'on passe très progressivement de ce type de perthites mâclées aux perthites en films ou veines floues, bien orientées, sensiblement parallèles, recoupant soit à la perpendiculaire, soit de façon très oblique la trace du plan d'accolement de la macle de Carlsbad, et dont le plan de ségrégation fait un angle d'environ 73° avec le plan (001). Les plages d'albite mâclée deviennent progressivement plus nombreuses et les mâcles de plus en plus nettes, mais il n'y a jamais coexistence dans le même cristal des deux formes de perthites bien caractérisées. D'autre part, l'apparition de perthites mâclées ne traduit pas nécessairement un accroissement de la quantité d'albite contenue dans le feldspath potassique. Dans la région des Brugeaûds, les feldspaths potassiques peuvent contenir près de 50 % d'albite sous forme de perthites d'exsolution qui ne sont jamais mâclées. Nous avons remarqué aussi, et cela est particulièrement vrai pour la zone à microcline quadrillé, que le développement des perthites mâclées a souvent pour corollaire l'existence d'antiperthites dans l'albite ou l'oligoclase, ou même de cristaux mixtes d'albite et de feldspath potassique avec une interpénétration mutuelle.

On peut donc penser que le type d'association qui caractérise l'albite et le feldspath potassique dans la zone albitisée marque une immiscibilité croissante entre ces deux minéraux, et notamment de l'albite par rapport au feldspath potassique, dont l'explication doit être recherchée dans une température de cristallisation plus faible. On ne peut que rappeler à cet égard la classification génétique des perthites faite par TUTTLE (1951), dans laquelle cet auteur établit un rapport entre, d'une part, la dimension des cristaux d'exsolution, et d'autre part une température de formation décroissante et une augmentation de la durée de cristallisation. Cette immiscibilité est favorisée par l'augmentation de la teneur en Na et la baisse de la teneur en K qui caractérise la zone orientale.

Mais il y a plus qu'une immiscibilité croissante qui ne peut suffire à expliquer

de manière satisfaisante l'allure parfois fissurale des perthites ; il faut concevoir un véritable réarrangement cristallin de l'albite prolongeant les perthites d'exsolution classiques, qui permet de comprendre le caractère tardif de ces cristallisations, sans pour cela qu'il soit fait appel à un phénomène de remplacement métasomatique.

Il nous paraît donc préférable de substituer au terme "zone albitisée" celui de zone à perthites mâclées, ou de perthitisation, ou encore celui de zone de sodification, qui exprime la tendance géochimique sans préjuger du mode de formation des perthites qui l'accompagnent.

La limite occidentale de la zone de sodification est évidemment difficile à tracer en se basant sur les formes des perthites dont les variations sont très progressives. Le microcline quadrillé est par contre très facilement identifiable, et, sur la figure n° 16, nous avons indiqué les deux limites possibles de la zone de sodification, celle qui ressort de l'étude des perthites et celle qui correspond à l'apparition du microcline quadrillé dont le tracé est beaucoup plus sûr. Dans le choix de ce dernier critère, il n'y a pas uniquement la recherche d'une solution de facilité, et, dans le cas particulier du massif de St-Sylvestre, ce critère de séparation paraît avoir une portée tout à fait significative. Les roches prélevées dans la zone à microcline quadrillé sont en général légèrement cataclastiques. On peut donc concevoir suivant les idées tout à fait classiques un développement de microcline à partir de l'orthose sous l'effet de contraintes dynamiques, celles-ci accompagnant la mise en place du granite de la zone orientale.

En dehors des caractères qui viennent d'être examinés en détail, il faut noter dans la zone à microcline quadrillé d'autres variations par rapport à la zone occidentale. L'albite en cristaux automorphes ou sub-automorphes est plus abondante, mais il subsiste encore de nombreux cristaux d'oligoclase acide légèrement zoné. Les cristaux d'albite sont souvent altérés entièrement et parfois pigmentés d'hématite. Les formes de la muscovite ont tendance à devenir moins géométriques. Des cristaux à contours amiboïdes parfois "en étoile", engrenés avec le quartz, peuvent être observés. Le développement de muscovite amiboïde sur les feldspaths, avec une frange de quartz, reste très limité.

D'autre part, vers la bordure Sud du massif, au Nord-Est de St-Sylvestre, un petit pointement de granite à grain fin et à muscovite seule, sans biotite, a été reconnu par les géologues du Commissariat à l'Energie Atomique. Ce granite est aussi à albite seule, sans oligoclase. De très nombreux cristaux mixtes d'albite et de feldspath potassique, avec interpénétration mutuelle, peuvent être observés. Les plages de feldspath potassique ne présentent qu'un quadrillage très flou. Cette roche est à rapprocher du granite de la région des Sagnes décrit par J. et J.A. SARCIA (1962).

b - Le faciès à structure microgrenue porphyrique de la région de la Jonchère.

Les hauteurs qui dominent la Jonchère au Nord-Ouest sont formées en partie tout au moins de roches à structure microgrenue porphyrique caractérisées notamment par de très gros quartz globuleux.

Au microscope, on distingue effectivement une mésostase fine, microgrenue, composée de quartz, d'albite et de muscovite, et des phénocristaux de quartz, de feldspath potassique, d'albite très abondante et d'oligoclase acide légèrement zoné rare (Planche VII). La muscovite se présente aussi en grands cristaux. Les phénocristaux de quartz se pré-

PLANCHE VI

Evolution des gerthites dans les granites à deux micas
 Antiperthites dans le granite à deux micas de la Marche

Figure 1 : Perthites en veines floues non mâclées recoupant de façon sensiblement perpendiculaire la trace du plan d'accroissement de la mâcle de Carlsbad. Granite à deux micas de St-Sylvestre. Mine des Brugeauds (AF 3). Observation en lumière transmise polarisée, G x 12.

Figures 2 et 3 : Veines d'albite mâclée ou plages parfois allongées parallèlement à l'axe c dans le feldspath potassique. Observation en lumière transmise polarisée, G x 12.

Figure 2 : Granite à deux micas de St-Sylvestre, dôme de St-Goussaud - Jareilles (B 116).

Figure 3 : Granite à deux micas de la Marche Occidentale - Azat-le-Riz (I 66).

Figure 4 : Plages de Feldspath potassique dans un cristal d'albite. Granite à deux micas de la Marche Occidentale - Cromac (I 45). Observation en lumière transmise polarisée, G x 31.



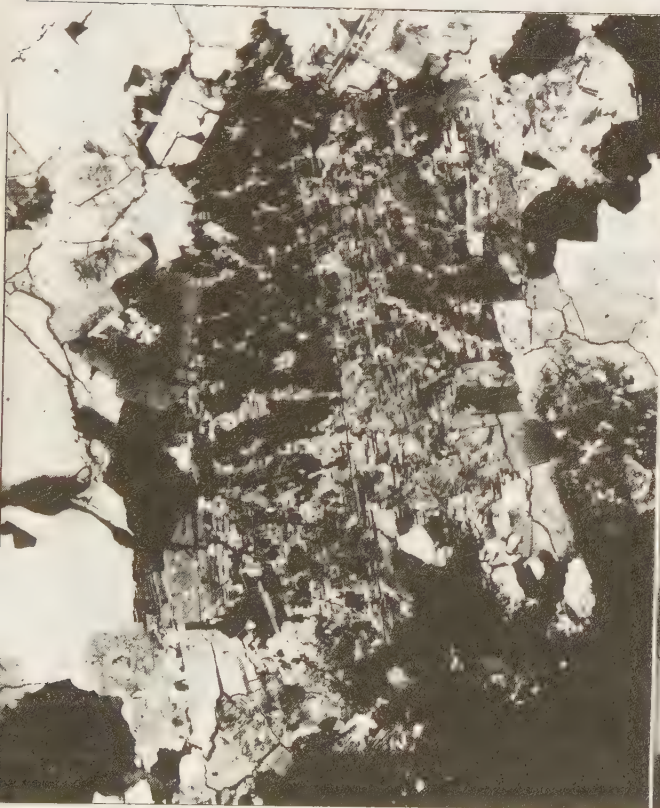
1



2

PLANCHE VI

3



4



sentent en grandes plages globuleuses, avec, inclus près des pourtours, des éléments de la mésostase disposés en guirlandes, et notamment des chapelets de quartz en gouttelettes. De prime abord, on peut donc penser que leur croissance s'est poursuivie aux dépens de la mésostase et qu'ils sont partiellement le résultat d'une endoblastèse. Des inclusions de quartz peuvent être observées également dans les autres phénocristaux. Les plages de perthite mâclée peuvent constituer jusqu'à 50 % des phénocristaux de feldspath potassique. La biotite peut manquer à peu près complètement.

Le quadrillage caractéristique du microcline n'apparaît pas nettement dans ce faciès microgrenu qui n'appartient donc pas à la zone à microcline quadrillé. Une mesure de l'indice d'obliquité du feldspath potassique a montré effectivement qu'il s'agissait d'orthose ou d'un feldspath très voisin. L'abondance de l'albite, l'importance des perthites, la rareté de la biotite indiquent un degré d' "évolution" très marquée par rapport à la zone Est, supérieur à celui de la zone à perthites mâclées dans son ensemble. Nous verrons effectivement que dans la Marche, ce type de microgranite est associé à des roches à albite et muscovite seules qui se placent au pôle sodique de l'évolution.

c - Le versant oriental des Monts d'Ambazac et le dôme de St-Goussaud.

Le dôme de St-Goussaud constitue la partie orientale de la zone à perthites mâclées. Dans l'ensemble, cette forme de perthitisation est plus accentuée que dans la zone à microcline quadrillé. De grandes lattes d'albite automorphes sont observées, encore qu'il puisse subsister, au Nord notamment, des cristaux d'oligoclase zonés assez calciques (An 17 au coeur). Le microcline quadrillé a pratiquement disparu. Les mesures du degré de triclinicité du feldspath potassique ont été faites dans deux échantillons prélevés au Nord ; les résultats ont été très légèrement contradictoires. Dans un cas, l'indice d'obliquité indiquait qu'il s'agissait d'orthose ou d'un feldspath très proche, dans l'autre cas, la raie 131 de l'orthose apparaissait élargie par rapport à la largeur instrumentale, l'indice d'obliquité étant inférieur à 25.

Une partie plus importante de la muscovite se présente en habitus secondaire ; les grands cristaux de muscovite se prolongent souvent dans les feldspaths potassiques avec des formes dactylées ; des associations symplectiques de quartz et de muscovite ont été observées, ainsi que quelques cas de séricitisation générale. D'un autre côté, de fines interstratifications de biotite dans la muscovite apparaissent très caractéristiques de ce secteur. Des "filets" de biotite sont aussi disposés parfois le long des clivages de la muscovite, ou de petits cristaux de biotite sont inclus dans des cristaux plus grands de muscovite enchevêtrés en amas. La part prédominante de la muscovite dans ces associations paraît corrélative d'une certaine diminution quantitative de la biotite dans l'ensemble de la roche.

Les biotites du dôme de St-Goussaud ont une composition chimique très différente de celles de la zone Est, comme l'a montré l'analyse de deux fractions minérales correspondant à des échantillons prélevés, l'un près de Bessines, l'autre dans la région Nord du massif de St-Goussaud (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). La biotite du dôme de St-Goussaud est beaucoup moins magnésienne et plus alumineuse, avec aussi une teneur plus forte en manganèse. A partir des analyses données par DEER, HOWIE et ZUSSMAN (1965), nous avons pu conclure que par sa composition cette biotite se rapprochait des sidérophyllites trouvées ordinairement dans les greisen.



Planche VII - Faciès à structure microgrouse porphyrique de la Jonchère dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Quartz porphyrique dans une mésostase constituée essentiellement d'albite, de quartz et de muscovite. Inclus dans les phénocristaux de quartz, à leur périphérie, des éléments de la mésostase disposés en "guirlandes". St-Léger-la-Montagne (LM 131). Observation en lumière transmise polarisée, G x 40.

De l'andalousite a été observée dans deux échantillons prélevés près de la bordure Sud du dôme de St-Goussaud. Les cristaux sont de petite taille mais assez nombreux ; ils se présentent sous un habitus très particulier, remarquablement constant. L'andalousite apparaît à l'intérieur d'une gaine d'altération formée de muscovite, l'ensemble étant englobé dans un cristal de quartz lui-même inclus dans un feldspath potassique. C'est un habitus de minéral résiduel, avec une double protection qui a préservé probablement l'andalousite d'une muscovitisation complète.

B - VARIATIONS GEOCHIMIQUES

1°) La géochimie des éléments majeurs

a - Rappel des résultats obtenus avec l'échantillonnage de surface (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b).

Sur le tableau n° 21 sont reportées les teneurs moyennes en éléments majeurs calculées pour les principales zones pétrographiques du massif de St-Sylvestre à partir de l'échantillonnage de surface.

Si on compare la zone occidentale du massif de St-Sylvestre à l'ensemble oriental formé par la zone à microcline quadrillé et le dôme de St-Goussaud, des différences ressortent qui sont parfaitement significatives. La zone occidentale est appauvrie en silice et en sodium, et enrichie en potassium, en calcium, en fer et en titane. Sur le diagramme de H. de la ROCHE, construit avec en abscisse, le paramètre $(K + Ca) - Na$ et en ordonnée le paramètre classique $Si/3 - (Na + K + 2 Ca+3)$, les échantillons de la zone Est se localisent de préférence vers le pôle quartzeux et sodique, ceux de la zone Ouest vers le pôle potassique et calcique, qui correspond également à des teneurs plus élevées en éléments ferro-magnésiens. Les ellipses correspondant à ces deux domaines se recouvrent en partie, mais sont néanmoins très distinctes. Elles déterminent un "axe d'évolution" à tendance sodique très nettement orienté suivant une direction SE-NO (figure n° 17).

A l'intérieur de la zone orientale, il est intéressant de comparer la composition chimique de la zone à microcline quadrillé et celle du granite qui forme le dôme de St-Goussaud. Ces compositions chimiques, telles qu'elles ressortent de l'échantillonnage de surface, sont analogues.

Bien que le faciès microgrenu à quartz porphyrique ne soit représenté que par deux échantillons, il paraît notablement plus riche en sodium et plus pauvre en potassium que les autres faciès. Cela est lié à l'abondance de l'albite, soit en phénocristaux, soit en perthites développées dans les feldspaths potassiques, et tend à confirmer que la zone des microgranites se place à un pôle extrême de l'évolution.

b - Etude des échantillonnages profonds en roche saine

Les compositions moyennes du granite telles qu'elles ont été calculées en différents endroits à partir d'échantillons prélevés en profondeur et en roche saine dans les sondages ou les travers-bancs stériles des mines sont reportées sur les tableaux n° 22 et 22 bis. La signification des différences observées a été testée à l'aide de la variable

Eléments	Ensemble du granite n = 52	Zone orientale à perthites mâclées n = 47 ($\bar{x}_1$, $\bar{x}'_1$, etc...))	Zone occidentale sans perthites mâclées ; n=28 ($\bar{x}_2$, $\bar{x}'_2$, $\bar{x}''_2$, etc ...	Valeur de $t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$	Zone orientale à perthites mâclées		Faciès microgrenu n = 2
					à microcline quadrillé n = 26	sans microcline quadrillé n = 27	
SiO ₂	72,42 $\sigma = 0,99$	72,67 $\sigma = 1,17$	71,82 $\sigma = 1,11$	3,15	72,96 $\sigma = 1,35$	72,43 $\sigma = 1,04$	72,55
Al ₂ O ₃	14,75 $\sigma = 0,44$	14,68 $\sigma = 0,33$	14,85 $\sigma = 0,60$	1,27	14,74 $\sigma = 0,75$	14,79 $\sigma = 0,39$	14,62
Fe ₂ O ₃	1,72 $\sigma = 0,33$	1,57 $\sigma = 0,34$	1,87 $\sigma = 0,43$	3,15	1,61 $\sigma = 0,20$	1,57 $\sigma = 0,21$	1,57
MgO	0,35 $\sigma = 0,12$	0,30 $\sigma = 0,13$	0,36 $\sigma = 0,15$	0,94	0,26 $\sigma = 0,13$	0,35 $\sigma = 0,10$	0,17
TiO ₂	0,19 $\sigma = 0,05$	0,17 $\sigma = 0,06$	0,22 $\sigma = 0,06$	3,51	0,18 $\sigma = 0,08$	0,16 $\sigma = 0,03$	0,12
K ₂ O	5,13 $\sigma = 0,30$	4,92 $\sigma = 0,41$	5,47 $\sigma = 0,57$	4,50	4,81 $\sigma = 0,43$	5,04 $\sigma = 0,32$	4,44
Na ₂ O	3,08 $\sigma = 0,30$	3,10 $\sigma = 0,32$	2,88 $\sigma = 0,33$	2,89	3,06 $\sigma = 0,13$	3,16 $\sigma = 0,12$	0,44
CaO	0,45 $\sigma = 0,16$	0,41 $\sigma = 0,12$	0,57 $\sigma = 0,20$	3,84	0,40 $\sigma = 0,13$	0,42 $\sigma = 0,12$	0,44
MgO	0,03	0,03	0,03		0,03	0,03	0,04
Perte au feu	1,58	1,73	1,66		1,71	1,76	1,74
Total	99,70	99,58	99,73		99,76	99,71	99,00

Tableau n° 21 : Teneurs moyennes en éléments majeurs des différentes zones du granite à deux micas de St-Sylvestre calculées à partir de l'échantillonnage de surface (B) - d'après J. BARBIER et G. RANCHIN (1969 b).



Figure 17 - Les granites à deux micas de St-Sylvestre et de Chateauponsac dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $(K+Ca)-Na$ de H. de la ROCHE (d'après J. BARBIER et G. RANCHIN (1969 b) Comparaison avec le granite à deux micas de Cognac le Froid.

$$t = m_1 - m_2 / \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}$$

◦ Zone occidentale (Les Brugeauds, Margnac).

Les résultats qui intéressent la région de Margnac (niveau 305 de la mine-EF, sondages BS) mettent en évidence une répartition très homogène de la silice et de l'alumine et à un degré moindre du fer (à l'exception pour cet élément de BS 1) ¹⁾. Les autres éléments présentent des variations nettes, souvent significatives, dont l'analyse s'avère difficile.

Contrastant avec cette homogénéité de la silice dans le granite de Margnac, le granite de la mine des Brugeauds (niv. 65 et 125 - DF) se révèle plus riche en silice, avec une augmentation de près de 0,90 %, ce qui est important au regard des variations observées dans l'ensemble du massif entre les différentes zones. La teneur en K₂O est aussi plus faible que celles relevées dans la région de Margnac, la différence dépassant largement la gamme des variations qui avaient été observées. La teneur en Na₂O est au contraire légèrement plus forte, mais de façon moins nette.

A l'intérieur d'une même zone pétrographique, il peut donc exister des différences chimiques dont on verra qu'elles sont aussi fortes que celles qui accompagnent la différenciation et apparaissent entre les différentes zones suivant une coupe Est-Ouest dans le granite de St-Sylvestre. Rattacher avec certitude ces variations chimiques à des différences pétrographiques paraît en l'occurrence assez difficile : on rappellera cependant que dans le granite des Brugeauds de très nombreux films perthitiques non mâclés sont observés dans les feldspaths potassiques.

◦ Zone à microcline quadrillé : régions de Bellezanne, Fanay (Les Tenelles), St-Léger-La Montagne.

Il se confirme en premier lieu que le granite de la région Nord représenté ici par les échantillons du sondage de Bellezanne est plus siliceux, et également moins potassique que celui de la région centrale (Fanay-les-Tenelles) (sondage ES 3 près de St-Léger-la-Montagne).

Par rapport au granite des Brugeauds, le granite de Bellezanne est enrichi en silice, dont la teneur est proche de 74 %, et appauvri très nettement en potassium, en calcium et en fer. Ces résultats sont nets et confirment le bien-fondé de la séparation entre les deux zones. La teneur en Na₂O est légèrement plus faible dans le granite de Bellezanne, mais il ne faut pas considérer ce résultat comme valable, car les échantillons provenant de ce sondage sont légèrement altérés.

Dans la partie centrale du massif, une évolution comparable peut être observée dans le granite de St-Léger-la-Montagne (sondage ES 3) et le granite de la région de Margnac. La teneur en K₂O baisse très nettement dans le sondage ES 3 où elle est égale à

*) Le test de comparaison n'a pas été effectué pour le magnésium en raison de l'imprécision du dosage dans la gamme de valeurs faibles qui caractérise les granites à deux micas.

	Mine des Brugauds - DF Niveaux 65 et 125 n = 33				Mine de Margnac - EF Niveau 505 n = 29				Marnac Sondage BS 1 n = 29				Marnac Sondage BS 4 n = 28				Marnac Sondage BS 2 n = 37			
	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyenne	Ecart- type	Valeur minima	Valeur maxima	Moyenne	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type
SiO ₂	70,90	74,40	72,17	0,96	71,05	73,75	72,24	0,71	71,30	73,30	72,25	0,63	71,30	73,30	72,25	0,55	70,80	74,30	72,17	0,81
Al ₂ O ₃	14,20	14,45	14,70	0,29	14,20	15,00	14,59	0,21	14,30	15,05	14,63	0,21	14,05	15,20	14,48	0,28	14,10	15,60	14,57	0,30
FeO Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ total	0,94	2,27	1,51	0,31	1,18	2,08	1,65	0,20	$\begin{pmatrix} 0,94 \\ 0,90 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 2,22 \\ 0,90 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1,03 \\ 0,67 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 0,05 \\ 0,12 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 0,21 \\ 0,40 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 2,36 \\ 1,45 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1,22 \\ 0,71 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 0,27 \\ 0,16 \end{pmatrix}$	1,24	1,98	1,55	0,18
MnO	0,01	0,08	0,04		0,03	0,05	0,04		0,03	0,03	0,03				0,02		0,01	0,04	0,02	
MgO	0,12	0,94	0,49	0,14	0,34	0,64	0,47	0,07	0,44	0,49	0,46	0,02	0,05	0,39	0,19	0,095	0,24	0,69	0,47	0,10
CaO	0,61	1,03	0,86	0,10	0,44	1,08	0,89	0,13	0,64	0,99	0,84	0,09	0,79	1,08	0,93	0,07	0,19	1,23	0,57	0,22
Na ₂ O	2,97	4,16	3,40	0,25	3,06	3,66	3,35	0,14	2,91	3,31	3,11	0,09	2,97	3,85	3,24	0,18	3,06	3,37	3,21	0,09
K ₂ O	4,51	5,99	5,08	0,40	4,79	5,78	5,31	0,24	5,34	5,80	5,59	0,13	5,34	6,08	5,63	0,15	5,28	5,94	5,65	0,16
TiO ₂	0,08	0,40	0,18	0,08	0,20	0,31	0,25	0,03	0,25	0,34	0,30	0,02	0,19	0,34	0,25	0,06	0,13	0,34	0,21	0,06
P.F.	0,67	0,99	0,90		0,58	1,18	0,98		0,57	1,08	0,94	0,09	0,83	1,15	0,97	0,09	0,93	1,22	1,05	0,075
Total			100,33				99,77				99,96				99,58				99,47	
H ₂ O ⁻ H ₂ O ⁺ CO ₂ P ₂ O ₅					0,04 0,53 0,06 0,31					0,19 0,85 0,31 0,40	0,12 0,70 0,12 0,35	0,04 0,08 0,02 0,02	0,03 0,70 0,07 0,33	0,17 1,22 0,20 0,43	0,09 0,87 0,10 0,37	0,03 0,13 0,04 0,03				
Paramètres GPS	p	q	r	s	Orth. Plag.					I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
										'4	'4	'4	'4	'4	'4	'4	'4	'4	'4	'4
										1'	1'	1'	1'	1'	1'	1'	1'	1'	1'	1'
										3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
										1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15

Tableau n° 22 - Composition chimique moyenne (éléments majeurs) du granite à deux micas de St-Sylvestre calculée pour les différents échantillonnages effectués en profondeur et en roche saine.

	Margnac Sondage ES 3 n = 56				Mine de Fausy FF n = 4				Sondage de Bellezane - AS n = 18				Saint-Léger-la-Montagne Sondage ES 3 n = 14				Saint-Goussaud Sondage ES 2 n = 31				Saint-Goussaud Sondage ES 1 n = 28			
	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyenne	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyenne	Ecart- type	Valeur min.	Valeur max.	Moyen.	Ecart- type
SiO ₂	69,80	74,20	72,22	1,11	72,82	73,50	73,88	0,66	71,30	74,30	72,60	0,70	71,30	73,40	71,98	0,45	72,20	74,60	73,99	0,29	72,20	74,60	73,99	0,29
Al ₂ O ₃	13,90	15,85	14,63	0,61	14,87	14,90	14,29	0,35	13,90	15,70	14,86	0,54	14,10	15,70	14,73	0,40	13,25	14,85	14,18	0,47	13,25	14,85	14,18	0,47
FeO $\left. \begin{matrix} \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \end{matrix} \right\} \text{total}$	1,28	2,12	1,56	0,16	1,44	1,48	1,28	0,12	$\left. \begin{matrix} 0,61 \\ 0,99 \\ 0,36 \end{matrix} \right\} 0,85$	$\left. \begin{matrix} 2,33 \\ 1,49 \end{matrix} \right\} 1,83$	$\left. \begin{matrix} 0,76 \\ 0,57 \end{matrix} \right\} 1,38$	0,33	$\left. \begin{matrix} 0,61 \\ 1,24 \\ 0,36 \end{matrix} \right\} 1,24$	$\left. \begin{matrix} 2,82 \\ 0,79 \end{matrix} \right\} 1,64$	$\left. \begin{matrix} 0,89 \\ 0,59 \end{matrix} \right\} 0,74$	0,29	0,59	1,77	1,02	0,29	0,59	1,77	1,02	0,29
MnO	0,01	0,04	0,07		0,03	0,06	0,04		0,03	0,06	0,04		0,02	0,06	0,05		0,03	0,06	0,05		0,03	0,06	0,05	
MgO	0,39	0,64	0,46	0,04	0,45	0,44	0,33	0,07	0,07	0,24	0,17	0,05	0,15	0,44	0,28	0,05	0,19	0,39	0,21	0,04	0,19	0,39	0,21	0,04
Na ₂ O	2,97	3,46	3,25	0,10	3,36	3,06	3,34	0,125	3,02	3,66	3,41	0,14	3,16	3,56	3,36	0,08	3,01	3,60	3,43	0,14	3,01	3,60	3,43	0,14
CaO	0,29	1,58	0,69	0,26	0,60	0,44	0,93	0,12	0,49	1,83	0,91	0,03	0,94	1,28	1,13	6,09	0,24	0,99	0,70	0,15	0,24	0,99	0,70	0,15
K ₂ O	5,09	5,78	5,49	0,16	5,43	4,39	5,09	4,86	4,35	5,20	4,87	0,20	4,50	5,10	4,76	0,12	4,30	4,89	4,60	0,135	4,30	4,89	4,60	0,135
TiO ₂	0,14	0,34	0,23	0,04	0,22	0,05	0,175	0,05	0,14	0,34	0,23	0,06	0,23	0,34	0,27	0,02	0,10	0,34	0,18	0,07	0,10	0,34	0,18	0,07
P. F.	0,91	1,24	1,04	0,08	1,16		1,12		0,90	1,10	1,01	0,06	0,94	1,17	1,06	0,06	1,01	1,47	1,25	0,11	1,01	1,47	1,25	0,11
Total			99,59		100,38		100,06				99,49				99,25				99,01					
H ₂ O ⁻					0,11	0,19	0,16		0,11	0,21	0,16		0,11	0,21	0,16		0,09	0,28	0,17		0,09	0,28	0,17	
CO ₂					0,07	0,27	0,19		0,09	0,34	0,16		0,09	0,34	0,16		0,07	0,20	0,13		0,07	0,20	0,13	
H ₂ O ⁺					0,54	0,77	0,64		0,56	0,85	0,56		0,56	0,85	0,56		0,87	1,09	0,95		0,87	1,09	0,95	
P ₂ O ₅					0,35	0,38	0,36		0,35	0,35	0,33		0,32	0,35	0,33		0,38	0,40	0,39		0,38	0,40	0,39	
Paramètres QPS	P						I																	
	q						(3) 4																	
	R						1'																	
	S						3																	
Orth/Plag.							0,91								0,88									

Tableau n° 22 bis - Composition chimique moyenne (éléments majeurs) du granite à deux micas de St-Sylvestre calculée pour les différents échantillonnages effectués en profondeur et en roche saine.

4,87 %, alors que la teneur la plus faible relevée dans la région de Margnac est de 5,31 % (EF). Dans l'échantillonnage FF de Fanay, il n'y a pas de diminution de la teneur en K_2O , ce qui tend à montrer que le développement du microcline quadrillé, s'il annonce bien le changement de zone, ne s'accompagne pas en lui-même d'une variation de la teneur en K_2O . Les autres différences qui apparaissent dans le sondage ES 3 concernent surtout Na_2O , Fe_2O_3 et SiO_2 . L'augmentation de Na_2O est significative au seuil de 0,99 %, sauf par rapport à l'échantillonnage EF. On remarquera que la teneur obtenue, 3,41 %, n'est pas supérieure à celle du granite des Brugeauds. La diminution de Fe_2O_3 est pratiquement toujours significative au seuil de 0,99 %, quel que soit l'échantillonnage considéré dans la région de Margnac. Par contre, l'augmentation de SiO_2 est faible (0,30 %) et la valeur de la variable t oscille autour de 1,95 %, ce qui fait que les différences sont tout juste significatives au seuil de 0,95 %.

◦ Dôme de St-Goussaud

Des deux sondages effectués sur le dôme de St-Goussaud, on retiendra surtout que la teneur en Na_2O se maintient autour de 3,40 %, et que la teneur en K_2O baisse encore légèrement en comparaison de ce qu'elle était dans le sondage ES 3, ces résultats étant probablement plus valables que ceux obtenus en surface. Pour les autres éléments, il paraît préférable de s'en remettre à l'échantillonnage de surface. La teneur en SiO_2 relevée dans le sondage ES 1 est élevée (≠ 74 %) et la teneur en fer très faible (1,02 %), mais ce sondage comporte de nombreux passages silicifiés et séricitisés, bréchifiés même, qui ont été difficiles à éliminer, et les teneurs sont certainement faussées dans une certaine mesure. Au contraire, dans le sondage ES 2, la composition chimique d'ensemble du granite, exception faite de la teneur en potassium, n'est pas différente de ce qu'elle était dans la région de Margnac, ce qui montre bien que les variations dans chaque zone pour certains éléments peuvent être aussi fortes que celles qui existent en moyenne entre les différents faciès.

c - Bilan de l'étude des éléments majeurs

La détermination en quelques points précis de la composition exacte du granite à l'aide d'échantillons sains prélevés en profondeur a permis de compléter heureusement les résultats acquis précédemment avec un échantillonnage de surface.

En accord avec l'évolution pétrographique, des différences chimiques significatives apparaissent lorsqu'on passe de la zone occidentale à la zone à microcline quadrillé. La variation la plus marquée est celle du potassium, qui diminue nettement. L'augmentation de la silice et du sodium, la diminution des éléments ferro-magnésiens et du calcium paraissent s'effectuer de façon plus irrégulière et sont proportionnellement beaucoup plus faibles. La somme des alcalins $Na + K$, supérieure à 220 dans la zone Ouest, diminue et se rapproche de 210 : il en résulte que le facteur acidité/alcalinité croît. Plus à l'Ouest, dans le dôme de St-Goussaud, seule une très légère diminution de la teneur en K_2O a été constatée par rapport à la zone à microcline quadrillé ; les autres éléments ne présentent pas de variations sensibles.

Sans rapport apparent avec la différenciation générale du massif, le granite de la région Nord du massif de St-Sylvestre (Brugeauds, Bellepierre) apparaît plus siliceux,

SiO ₂										Al ₂ O ₃													
CS 2	CS 1	4,73								CS 2	CS 1	1,51											
	BS 1	3,85	9,57								BS 1	2,54	5,01										
	BS 2	4,05	9,10	0,45							BS 2	1,49	3,31	1,00									
	BS 3	3,52	8,11	0,16	0,25						BS 3	1,69	2,94	0,06	1,83								
	BS 4	4,04	10,31	0,00	0,47	0,17					BS 4	0,26	1,85	2,27	1,23	1,49							
	EF	2,0	8,82	0,06	0,37	1,36	0,06				EF	1,95	4,18	0,73	0,31	0,39	1,68						
	DF	1,31	2,29	4,55	4,69	4,26	4,72	4,41			DF	3,77	6,81	2,94	2,17	0,85	5,94	2,16					
	ES 1	8,07	4,12	4,28	12,50	11,06	14,75	12,23	4,71		ES 1	2,68	1,86	4,6	3,82	4,54	2,91	4,23	5,47				
	ES 2	6,25	5,40	1,91	1,22	1,36	2,06	1,69	1,03	20,72	ES 2	3,06	4,68	1,28	1,88	1,01	2,87	1,78	0,44				
	ES 3	1,68	6,51	2,01	2,30	1,92	2,11	1,94	2,71	5,76	ES 3	3,70	4,95	2,27	2,46	1,89	3,54	2,67	1,61				
	CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3		CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3

Fe ₂ O ₃										CaO													
CS 2	CS 1	0,12								CS 2	CS 1	11,33											
	BS 1	9,98	10,0								BS 1	1,81	11,60										
	BS 2	3,86	4,86	6,6							BS 2	4,57	0,12	6,00									
	BS 3	4,47	5,93	7,25	0,27						BS 3	1,89	3,27	3,87	2,38								
	BS 4	4,34	5,00	3,69	1,21	1,20					BS 4	4,80	16,82	4,34	9,33	6,60							
	EF	5,42	6,51	3,52	2,13	2,08	0,51				EF	2,89	10,83	2,62	7,18	4,67	1,58						
	DF	2,10	2,38	4,97	0,64	0,85	1,56	2,13			DF	2,51	12,00	1,02	7,19	4,46	3,10	0,80					
	ES 1	5,46	5,83	12,8	8,4	9,00	8,40	9,4	6,28		ES 1	1,88	4,09	3,24	2,8	0,22	7,51	5,00	4,85				
	ES 2	4,21	4,74	2,90	1,50	1,40	0,29	0,15	1,72	8,1	ES 2	10,32	19,45	13,3	14,0	22,2	9,19	8,00	10,7				
	ES 3	0,22	0,32	6,74	2,50	2,80	3,19	3,85	1,53	4,68	ES 3	2,40	6,78	2,01	5,64	3,76	0,42	0,44	0,94				
	CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3		CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3

Tableau n° 23 - Signification des différences observées entre les moyennes des éléments majeurs pour les différents granites du Massif de St-Sylvestre - Echantillonnages profonds en roche saine (CS 2 - Granito-gneiss de la Brame ; CS 1 - granite à grain fin à deux micas de Château-ponsac ; BS 1, BS 2 ... etc - Granite à deux micas de St-Sylvestre).

Valeurs de la variable t = $\frac{m_1 - m_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$

CS 2		Na ₂ O											
CS 1	1,03												
BS 1	10,24	20,5											
BS 2	7,68	17,3	4,42										
BS 3	6,69	15,88	6,45	2,00									
BS 4	5,16	7,78	3,37	0,78	0,03								
EF	3,21	5,86	7,57	4,58	3,34	2,52							
DF	1,55	2,65	6,14	4,09	3,25	2,86	0,97						
ES 1	1,31	3,10	10,0	7,3	6,00	4,35	2,12	0,59					
ES 2	3,52	9,03	11,16	7,21	5,55	3,20	0,33	0,86	2,30				
ES 3	24,08	4,15	10,23	7,13	5,89	4,07	1,73	0,24	0,56	1,85			
	CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3		

CS 2		K ₂ O											
CS 1	1,34												
BS 1	9,22	17,34											
BS 2	10,11	57,87	1,66										
BS 3	7,43	14,92	3,06	4,57									
BS 4	9,58	16,76	9,58	0,51	3,87								
EF	3,18	6,87	5,51	0,99	3,60	6,03							
DF	0,29	0,62	6,98	7,70	5,65	7,36	2,80						
ES 1	9,55	13,24	23,3	28,4	27,8	27,1	10,33	6,49					
ES 2	6,11	8,25	25,0	4,09	22,95	23,66	6,88	4,02	5,82				
ES 3	4,02	4,08	17,10	5,03	15,08	16,96	4,61	2,73	6,33	2,00			
	CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3		

CS 2		TiO ₂											
CS 1	2,63												
BS 1	11,30	20,28											
BS 2	14,1	4,40	8,95										
BS 3	3,84	9,00	9,33	2,14									
BS 4	4,22	72,44	4,06	2,95	1,55								
EF	5,38	11,36	6,10	4,00	2,21	0							
DF	0,42	1,51	8,45	2,32	3,40	3,95	4,76						
ES 1	0,53	1,33	8,13	1,67	3,33	4,00	4,67	0,13					
ES 2	8,27	16,42	4,50	6,44	5,91	1,87	2,87	13,28	6,60				
ES 3	2,84	6,07	6,85	14,59	0,34	1,58	2,01	4,00	2,82	4,39			
	CS 2	CS 1	BS 1	BS 2	BS 3	BS 4	EF	DF	ES 1	ES 2	ES 3		

Tableau n° 23 bis

Origine		Baryum	Strontium	Etain	Béryllium	Plomb	Gallium
Granite de la Brame n = 40		365	63,0	7	6,5	10	16
Granite à deux micas à grain fin de Chateauponsac n = 42		295	69,5	8	7,0	9	16
Granite à deux micas de St-Sylvestre	Zone Ouest sans perthites mâclées n = 25	269	51,0	10	10,0	7	17
	Zone Est (avec perthites mâclées) : faciès à microcline quadrillé n = 9	260	48,0	13	9,0	6	15
	Zone Est : St-Goussaud n = 24	220	33,0	23	15,0	7	17
	Roches micro-granitiques	B 131	<100 (50)	58	52,0	4	17
		B 132	210	240	11,0	3	17

Tableau n° 24 : Evaluation semi-quantitative des teneurs moyennes en certains éléments en traces des principaux faciès granitiques du Massif de St-Sylvestre. Analyses effectuées avec un spectrographe à réseau (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy).

plus sodique et moins potassique que celui de la région centrale (Margnac, Fanay-les-Tenelles). Ces variations sont peut-être liées à d'anciennes structures Ouest-Est existant avant la mise en place du granite à deux micas. Il est intéressant de noter que cette région Nord se situe à proximité du massif de Guéret, et que la composition du granite de St-Sylvestre dans cette zone se rapproche par le fait de ces variations de celle du granite à deux micas de la Marche. On sait aussi que dans la partie Nord du granito-gneiss de la Brame, il existe un faciès de convergence avec les granites "type Guéret", à proximité précisément des massifs de granite à biotite de la Marche Ouest. Les variations observées ne sont donc peut-être pas sans rapport avec cette parenté chimique locale qui existe entre les granites à deux micas et les granites à biotite.

2°) La géochimie des éléments en traces.

L'analyse d'une dizaine d'échantillons avait montré une baisse des teneurs en

baryum et en strontium dans le dôme de St-Goussaud par rapport à la zone occidentale, en liaison avec la sodification, et au contraire une augmentation des teneurs en étain, en cuivre, en béryllium et en bore (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b).

Une nouvelle série d'analyses portant sur les éléments courants (Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Sn, Ga, Be, Sn) a été effectuée cette fois sur l'ensemble des échantillons prélevés en surface lors de la campagne B, soit environ 80 pour le granite à deux micas de St-Sylvestre (analyses effectuées avec un spectrographe à prisme au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy) (tableau n° 24). D'autre part, ces éléments ont été dosés dans des échantillons provenant de la zone saine profonde des sondages, et représentant chacun 1,50 à 2 m de carotte (analyses effectuées par spectrométrie optique d'émission au Centre Scientifique et Technique du B.R.G.M. à Orléans-la-Source) (tableau n° 25). On dispose, toujours pour les mêmes éléments, des analyses effectuées au spectrographe à prisme sur les fractions minérales (orthose et biotite) de deux échantillons prélevés respectivement dans la partie Nord du massif de St-Goussaud (CAL B 77), et dans la région de Bessines pour la zone occidentale (CAL B 48) (in "J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b") (tableau n° 26). La muscovite de ce dernier échantillon (CAL B 48) a également été analysée.

Les alcalins rares ont été dosés par absorption atomique dans les échantillons provenant des sondages (analyses au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy) (tableau n° 25). Des dosages complémentaires ont été effectués sur une partie de ces mêmes échantillons prélevés en profondeur et sur quelques échantillons prélevés en surface : ceux du tantale et des Terres Rares par activation neutronique, ceux du zirconium du béryllium et du bore par spectrographie (tableau n° 28) (analyses du Laboratoire du Commissariat à l'Energie Atomique à Fontenay-aux-Roses). Le zirconium et les Terres Rares seront étudiés avec l'uranium et le thorium dans la seconde partie de cet ouvrage. Pour les éléments qui ont été dosés par différents laboratoires, tels que le béryllium, les résultats en valeur absolue ne coïncident pas toujours. A titre d'exemple, on remarquera que le tableau n° 28 fait apparaître des valeurs en béryllium plus faibles que celles des tableaux n° 24 et 25. Ce problème qui est d'ordre purement analytique ne sera pas traité ici, et seules seront considérées les variations relatives d'un élément donné à l'intérieur d'une série d'analyses effectuées selon la même méthode. Sur les tableaux de résultats sont reportées d'autre part les valeurs relatives au granite de la Brame et au Granite de Chateauponsac.

a - Comportement des éléments analysés

° Baryum et strontium

Les valeurs mesurées en surface sont sensiblement équivalentes pour la zone occidentale et la zone à microcline quadrillé. Elles diminuent très nettement dans l'ensemble formé principalement par le dôme de St-Goussaud. Le faciès microgrenu se caractérise par des teneurs faibles. Avec les échantillons prélevés en profondeur, la diminution est très marquée dès le sondage ES 3, dans la zone à microcline quadrillé, et les valeurs obtenues par la zone de sodification sont nettement inférieures à celles de la région de Margnac. Le prélèvement effectué au niveau 305 de la mine de Margnac fait toutefois exception à cette règle, mais il se caractérise par une teneur élevée en sodium et des

Origine des échantillons		Spectrométrie optique d'émission (Analyses du B.R.G.M. à Orléans)								Absorption atomique (Analyses du C.R.P.G. à Nancy)					
		Ba	Sr	Cu	V	Pb	Zn	Ga	Be	Sn	Cs	Li	Rb	K/Rb	So/Ba
Granite de la Brame Sondage CS 3 - nos 72-81-85		310	52	<3	<10	26	68	27	4	8	<20	100	400	127	1,3
Granite à deux micas de Châteauponsac Sondage CS 1 - nos. 62-63-64		245	35	<3	<10	17	67	24	14	16	<20	180	480	105	2,0
Granite à deux micas de St-Sylvestre	Mine de Margnac (niveau 305) nos. 37-38-39	190	22	<3	<10	18	42	21	26	16	48	280	700	75	3,7
	Margnac Sondage BS 1 nos. 45-46-47	330	53	<3	<10	32	103	25	12	13	20	160	540	103	1,6
	Margnac Sondage BS 4 nos. 44-45-46	300	40	<3	<10	25	74	25	11	15	22	200	490	115	1,6
	St-Léger-la-Montagne Sondage ES 3 nos. 39-49-50	165	15	<3	<10	11	42	22	18	31	76	460	700	71	4,2
	St-Goussaud Sondage ES 2 nos. 34-35-36	250	25	5	<10	14	60	22	8	30	64	280	800	61	3,2
	St-Goussaud Sondage ES 1 nos. 44-45-46	180	15	4	<10	17	70	26	27	50	100	360	900	51	5,0

Tableau n° 25 - Teneurs de quelques éléments en traces dans les granites du Massif de St-Sylvestre. - Echantillons provenant de la partie profonde non altérée des sondages. Chaque échantillon étant constitué par environ 1,50 m à 2 m de carotte - Valeurs des rapports K/Rb et Rb/Ba.

Echantillons		Ba	Sr	Sn	Ga	Cu	Pb	Zn	V	Ni	Co
Muscovite	n° 8	26	< 31	100	155	5,0	< 3	50	< 3	< 10	< 31
	48	130	< 31	90	155	< 1	< 3	25	120	< 10	< 31
Biotite	n° 148	500	40	50	120	6,0	< 3	450	260	125	40
	33	250	< 31	45	110	6,0	< 3	800	88	< 10	< 31
	48	122	< 31	45	105	5,0	4	780	32	10	< 31
	77	82	< 31	120	110	13,0	< 3	1300	28	< 10	< 31
	8	103	< 31	110	80	17,0	10	1350	10	< 10	< 31
	29	134	< 31	40	105	15,0	4	1400	88	< 10	< 31
Orthose	n° 148	1500	470	< 10	13	< 1	86	< 100	< 10	< 10	37
	33	350	210	< 10	15	1,2	37	< 100	< 10	< 10	37
	48	280	115	< 10	13	2,2	34	< 100	< 10	< 10	43
	77	128	33	< 10	13	1,9	11	< 100	< 10	< 10	48
	8	290	61	< 10	14	12,0	8	< 100	< 10	< 10	40
	29	300	94	< 10	14	2,5	19	< 100	< 10	< 10	43

Tableau n° 26 - Analyses de quelques éléments en traces dans les minéraux des granites du Massif de St-Sylvestre (n° 33 - granite de la Brame, faciès normal ; n° 148 - granite de la Brame, faciès de St-Jouvent) ; (n° 48 - granite à deux micas de St-Sylvestre, région ouest près de Bessines ; n° 77 - granite de St-Goussaud, région nord) ; (nos. 8 et 29 - granite à deux micas à grain fin de Châteauponsac). Les numéros sont ceux de l'échantillonnage B. (d'après BARBIER et RANCHIN, 1969 b).

teneurs plus faibles en éléments ferro-magnésiens et en potassium comparativement aux autres prélèvements effectués dans cette région. Dans l'ensemble, la zone de sodification se caractérise donc par des teneurs en Ba et Sr plus faibles, mais il est difficile d'être plus précis. Ces éléments sont de toute évidence assez sensibles aux fluctuations des éléments majeurs dans une même zone, notamment à celles du potassium et du calcium.

Conjointement à cette baisse de la teneur en Ba et en Sr dans l'ensemble de la roche, leur concentration diminue dans les minéraux analysés, biotite et orthose, phénomène déjà observé à propos du granite de la Brame. Examinons d'un peu plus près ce problème. Dans ces deux minéraux, le baryum et le strontium occupent normalement les sites du potassium, et apparemment la proportion de remplacement de l'élément majeur par Ba ou Sr ¹⁾ diminue pour l'échantillon de la zone de sodification comme le montre le tableau n° 27.

	Orthoses		Biotites		Roches totales	
	B 48	B 77	B 48	B 77	B 48	B 77
Ba/K	0,35	0,27	0,15	0,09	0,40	0,16
Sr/K	0,14	0,07	?	?	0,06	0,07

Tableau n° 27 : Valeurs des rapports Ba/K et Sr/K des fractions "biotite" et "orthose" et de la roche totale dans deux échantillons prélevés respectivement dans la zone occidentale (B 48) et dans la zone de sodification (B 77 - dôme de St-Goussaud).

Supposons que ces minéraux aient cristallisé à partir d'une solution et que la loi d'action de masse s'applique, et remplaçons les activités par les concentrations, soit par exemple (Ba_{orth}) la teneur en baryum de l'orthose, (Ba_{sol}) la teneur en baryum de la solution, (K_{orth}) la teneur en potassium de l'orthose et (K_{sol}) la teneur en potassium de la solution. D'après D.M. SHAW (1964), l'équilibre peut s'écrire :

$$\frac{(Ba_{orth}) (K_{sol})}{(Ba_{sol}) (K_{orth})} = k_{T,p} \quad (\text{fonction de la température de la pression})$$

$$\frac{(Ba_{orth})}{(K_{orth})} = k(T,p) \frac{(Ba_{sol})}{(K_{sol})}$$

Une variation du rapport Ba/K dans la solution-mère va se répercuter dans le degré de remplacement de l'élément majeur par l'élément en traces dans le minéral. Les variations relatives du rapport Ba/K dans l'ensemble de la roche et dans les minéraux vont donc s'effectuer dans le même sens, et c'est bien ce qui apparaît sur le tableau n° 27. En raison de l'imprécision qui résulte nécessairement de l'étude d'un cas unique, nous ne pouvons aller plus loin dans l'interprétation de ces résultats. Il serait intéressant de vérifier

1) Pour Sr, on n'a pas de données en ce qui concerne la biotite, les valeurs obtenues étant inférieures à la limite de dosage.

si le rapport entre le degré de substitution du potassium par le baryum dans l'orthose et dans la biotite est effectivement modifié dans la zone de sodification, ce rapport étant plus élevé pour l'échantillon B 77. De telles modifications du facteur de distribution d'un élément en traces entre deux phases cristallines om il remplace le même métal sont fonction de la température et de la pression (D.M. SHAW - 1964). L'emploi des rapports Ba_{orth}/Ba_{plag} et Sr_{orth}/Sr_{plag} comme géothermomètres a d'ailleurs été discuté par T.F.W. BARTH (1961) et K.S. HEIER (1960 - 1961). Comme exemple de géothermomètre on peut citer également le coefficient de partage du rubidium entre les sites du potassium de la biotite et du feldspath potassique ($\frac{Rb/K_B}{Rb/K_F}$). (C. DUPUY - 1968) (J.P. CARON et M. LAGACHE - 1969). Ce coefficient augmente lorsque la température de cristallisation diminue. De telles études sont appelées à un très grand avenir.

Les variations du strontium s'effectuent suivant des modalités analogues. A ce sujet, on ne tiendra pas compte des valeurs du rapport Sr/K trouvées pour les deux roches totales ; ces valeurs sont égales alors qu'en moyenne la diminution du rapport Sr/K est plus accentuée que celle du rapport Ba/K dans la zone de sodification, tout au moins dans le dôme de St-Goussaud.

◦ Plomb et zinc

L'échantillonnage de surface ne fait pas apparaître de variations des teneurs moyennes en plomb et en zinc des différentes zones. Il faut remarquer cependant que les deux échantillons du faciès microgrenu se caractérisent par des valeurs faibles. Par contre, dans les sondages, en roche saine, une diminution très nette du plomb dans la zone de sodification est observée, très sensible dès le sondage ES 3 dans la zone à microcline quadrillé. Elle accompagne une baisse de la teneur en plomb de l'orthose. Le zinc demeure assez stable, encore que sa teneur augmente dans la biotite de la zone de sodification. Cette variation dans la biotite est contraire à la cohérence géochimique entre Fe^{2+} et Zn^{2+} . Cette anomalie peut être expliquée par le fait que le lien Zn - O est considéré comme étant légèrement plus covalent que le lien Fe - O. Il faut rappeler cependant qu'une partie seulement du zinc des biotites paraît devoir occuper les sites de (Fe^{2+}), l'autre partie peut être plus importante, étant dans les microfissures et les discontinuités physiques du réseau (L.V. TAUSON et L.A. KRAVCHENKO - 1956) (J. GONI - 1966).

◦ Alcalins rares - Lithium, Rubidium, Caesium

Les échantillons provenant des sondages de la zone de sodification présentent systématiquement des teneurs plus élevées en caesium et rubidium. Les valeurs les plus fortes en lithium s'observent dans la zone de sodification avec 460 $\mu g/g$ pour ES 3 dans la zone à microcline quadrillé et 360 $\mu g/g$ pour ES 1 dans le dôme de St-Goussaud. Les valeurs les plus faibles sont celles obtenues dans les sondages BS de Margnac (160 et 100 $\mu g/g$). L'échantillon provenant de la mine même de Margnac se distingue par une valeur plus forte (280 $\mu g/g$), qui est aussi celle du sondage ES 2 dans le massif de St-Goussaud.

Dans ces quelques échantillons, il apparaît que le lithium et le rubidium ne se comportent pas exactement de la même manière. Le lithium augmente brutalement dans la zone à microcline quadrillé (ES 3) et diminue ensuite dans le dôme de St-Goussaud.

L'augmentation du rubidium est également très nette dans le sondage ES 3, mais sa teneur croît encore dans le massif de St-Goussaud. Il a donc un comportement tout à fait inverse de celui du potassium et du baryum, et les rapports Rb/K et Rb/Ba augmentent régulièrement depuis la zone occidentale jusqu'au dôme de St-Goussaud ; ces rapports apparaissent donc ici comme d'excellents indicateurs du degré de différenciation ; c'est généralement le cas dans les roches très acides, granites ou pegmatites. Dans un processus de cristallisation fractionnée, on peut admettre en effet que la très légère différence qui existe entre les rayons de potassium et du rubidium n'intervient qu'à un degré élevé du fractionnement (S.R. TAYLOR - 1965), ce qui explique que dans l'ensemble des roches éruptives le potassium et le rubidium restent associés étroitement.

Les valeurs très faibles du rapport Rb/K, les teneurs très élevées en lithium et en caesium, sont parmi les meilleurs caractères distinctifs de la zone de sodification.

Il est bien connu que le lithium s'accumule dans les micas. Son entrée dans les biotites et dans les sites de coordinance 6 à la place de Fe^{2+} et Mg^{2+} est régie par le principe d'admission de V.M. GOLDSCHMIDT. Le rubidium se concentre de préférence également dans les biotites où son entrée est facilitée par les dimensions plus grandes des sites du potassium à coordinance 12 comparativement aux feldspaths alcalins (d'après S.R. TAYLOR - 1965). D'après les analyses données par K. RANKAMA et Th. G. SAHAMA (1950), les teneurs en caesium des micas sont également plus fortes que celles des feldspaths.

• Etain, béryllium, bore et tantale

Ces quatre éléments ont généralement un comportement voisin dans les processus de granitisation. Leur concentration augmente ici très nettement dans la zone de sodification. Nous avons déjà discuté des propriétés cristallochimiques du béryllium et du bore lors de l'étude du granite de Guéret. Comme le bore, l'étain et le tantale donnent des ions à forte charge et à potentiel ionique élevé et nous rappellerons que selon A.E. RINGWOOD (1955 b) c'est l'aptitude de tels ions à former des complexes qui domine leur comportement géochimique.

L'étain est certainement l'élément en traces dont les variations dans le granite à deux micas de St-Sylvestre sont les plus caractéristiques. Avec l'échantillonnage de surface, l'augmentation est très nette dans le dôme de St-Goussaud et le faciès microgrenu se caractérise par des teneurs encore plus élevées. Tous les échantillons de sondage de la zone de sodification, y compris ES 3, dans la zone à microcline quadrillé, se caractérisent par des valeurs plus fortes.

D'après les échantillonnages de surface, la teneur moyenne en béryllium se révèle plus forte dans le dôme de St-Goussaud (tableau n° 24). Les dosages complémentaires ont mis en évidence une valeur plus élevée dans ce même secteur (tableau n° 28). L'un des échantillons du faciès microgrenu se caractérise par une teneur exceptionnellement élevée (tableau n° 24).

Dans la série d'analyses du tableau n° 28, les deux échantillons du dôme de St-Goussaud se caractérisent par des valeurs plus élevées en bore et l'un d'entre eux par une valeur plus élevée en tantale. La teneur en bore obtenue pour l'échantillon de microgranite est également plus forte que celle de l'échantillon de la zone occidentale.

Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, l'étain est concentré essentiel-

Sondages		Roches de surface (échantillonnage B)								
Nature	nos. Ech.	Tantale		Béryllium		Nature	nos. Ech.	Ta en $\mu\text{g/g}$	Be en $\mu\text{g/g}$	B en $\mu\text{g/g}$
		en $\mu\text{g/g}$	moyenne	en $\mu\text{g/g}$	moyenne					
Granite de la Brame Sondage CS 2	92	2,4	2,78	2,0	1,8	Granite de la Brame	B 43	2,3	1	6
	93	1,9		2,0						
	94	3,6		3,0						
	95	2,8		1,0						
	96	3,2		1,0						
	81	2,6		2,0						
Granite de Châteauponsac Sondage CS 1	82	3,4	3,06	2,0	2,2		B 187	3,9	2	5
	83	1,9		2,0						
	84	3,6		2,0						
	85	3,8		3,0						
Granite à deux micas de St-Sylvestre	44	2,4	3,06	5,0	2,8		B 163	1,9	1	8
	50	3,7		2,0						
	51	3,6		3,0						
	52	3,3		2,0						
	53	2,8		2,0						
Margnac Sondage BS 4	57	5,6	5,76	4,0	3,2	B 157	0,8	ND	7	
	58	5,2		3,0						
	59	5,6		3,0						
	61	4,8		2,0						
	62	7,6		4,0						
Mine de Margnac (niveau 305) EF	32	5,8	4,92	5,0	4,2	Zone Ouest Région de Razès		4	5	
	33	4,3		2,0						
	34	4,3		5,0						
	35	5,2		5,0						
	36	5,0		4,0						
Mine des Brugeauds DF	91	5,2	4,92	2,0	3,0	Zone Est St-Goussaud (Région sud)		10	25	
	92	5,1		5,0						
	93	4,9		2,0						
	94	4,1		4,0						
	96	5,3		2,0						

Tableau n° 28 - Résultats analytiques du dosage du tantale (activation neutronique) du béryllium et du bore (spectrographie) Massif de St-Sylvestre - Echantillons prélevés dans la partie saine profonde des sondages et en surface (échantillonnage B) - Analyses effectuées par le Laboratoire du Commissariat à l'Energie Atomique à Fontenay-aux-Roses.

lement dans la biotite et la muscovite (tableau n° 26). Dans la biotite de St-Goussaud, sa concentration croît, ce qui est normal étant donné que la teneur en étain de la roche est plus forte. Il est admis généralement que l'étain, de même que le niobium et le tantale occupent les sites du titane dans la biotite. Mais, de même que pour le béryllium, nous verrons que ces éléments ne disposent que de possibilités limitées de substitution diadochique, et leur accumulation dans la biotite s'explique peut-être partiellement par un mode de localisation fissurel à la faveur des discontinuités physiques du réseau.

° Cuivre

Une très légère augmentation de la teneur en cuivre apparaît dans les sondages du massif de St-Goussaud. De même la concentration en cuivre augmente dans la "fraction biotite".

° Gallium

Les différentes séries d'analyses nous montrent que cet élément est réparti de façon très homogène dans le massif de St-Sylvestre. De même, sa teneur dans les minéraux analysés ne varie pas. Le rapport Ga/Al augmente dans la zone de sodification.

3°) Les éléments en traces et la zonalité du massif

L'étude des éléments en traces a permis de relayer celle des éléments majeurs pour certains points importants intéressant la structure du massif. Ces derniers ne permettaient pas en particulier une distinction très nette sur le plan géochimique entre la zone à microcline quadrillé, partie Ouest de la zone de sodification, et le dôme de St-Goussaud. Seule une légère baisse de la teneur en potassium apparaissait : nous avons montré que cette variation du potassium s'accompagnait en particulier d'une augmentation du rubidium et des rapports Rb/K et Rb/Ba qui sont d'excellents indicateurs du degré de différenciation. Ce résultat permet de conclure à une augmentation du degré de différenciation depuis la bordure Est du massif et la zone sans perthites mâclées jusqu'au dôme de St-Goussaud. Les variations des éléments en traces ne se font pas toujours progressivement dans ce processus de différenciation. Il existe aussi des décalages entre éléments en traces à comportement voisin, ou entre éléments en traces et éléments majeurs associés. Par exemple, la diminution du baryum et du strontium paraît beaucoup plus marquée entre le dôme de St-Goussaud et la zone à microcline quadrillé qu'elle ne l'est entre celle-ci et la zone sans perthites mâclées, ce qui n'est pas en accord avec le comportement des éléments majeurs en général. Il semble aussi que le dôme de St-Goussaud corresponde à un seuil d'augmentation brusque des teneurs en étain et en béryllium, étant bien entendu que des différences peuvent être observées entre la zone sans perthites mâclées et la partie Ouest de la zone de sodification. Pour pousser plus loin cette analyse, il faudrait des résultats beaucoup plus précis et plus nombreux que ceux qui sont à notre disposition.

Avec la mise en évidence de différences géochimiques nettes entre le massif de St-Goussaud et la zone à microcline quadrillé, cette étude a montré également que le passage de la zone occidentale sans perthites mâclées à la zone à microcline quadrillé se marquait par des variations sensibles des éléments en traces. La distinction faite entre une zone occidentale et une zone orientale de sodification se trouve confirmée à nouveau.

D'autre part, le faciès microgrenu, où ont été décelées les teneurs en étain et en béryllium les plus fortes, et inversement les teneurs en baryum et en strontium les plus faibles, se place de toute évidence au pôle extrême de la différenciation.

Pour résumer très schématiquement cette étude des éléments en traces, nous donnons ci-après le sens respectif de leurs variations pour un degré croissant de différenciation, celle-ci étant marquée par une acidité et une sodification accrues :

Eléments augmentant lors de cette différenciation : Etain, béryllium, bore, tantale, cuivre, wolfram ¹⁾ - Rapports $\frac{Rb}{K}$ et $\frac{Rb}{Ba}$ - Rubidium - caesium - lithium.

Eléments diminuant lors de cette différenciation : baryum, strontium, plomb.

Eléments faiblement modifiés ou invariant : Zinc, gallium.

Suivant le degré de différenciation, la teneur des éléments en traces dans les minéraux varie en fonction de leur concentration dans la roche totale. De plus, ces variations peuvent s'accompagner d'un changement dans le degré de substitution d'un élément majeur par l'élément en traces considéré. A l'aide de quelques exemples, et par l'application de la loi d'action de masse, nous avons montré que ce comportement pouvait s'expliquer en fonction des concentrations respectives de l'élément majeur et de l'élément en traces dans la "roche totale". La proportion de l'élément majeur dans la roche dépend elle-même de sa teneur dans certains minéraux. Cependant, en cas d'une forte accumulation d'éléments en traces trouvés dans les micas, comme dans la zone de sodification, la possibilité d'une localisation dans les discontinuités du réseau n'obéissant pas aux règles du remplacement diadochique ne peut être exclue pour une fraction limitée de ces éléments. Nous pensons notamment au zinc et aux ions à forte charge du groupe de l'étain.

C - ZONALITE DES MINERALISATIONS

Au granite à deux micas de St-Sylvestre est associé tout un ensemble de minéralisations distinctes des concentrations uranifères et dont la disposition zonée est bien connue, à tel point qu'elle est citée en exemple dans les traités de métallogénie (P. ROUTHIER - 1965). Cette zonalité a été mise en évidence par J. GEFFROY et Jacq. A. SARCIA (1958). J.A. SARCIA a décrit en détail les indices lithinifères et wolframifères (1957 - 1958), P. FITTE et J.A. SARCIA (1961) ont donné une liste précise des carrières de pegmatites des Monts d'Ambazac. Enfin, A. LAPORTE (1965) a fait une étude complète des filons aurifères.

Quatre séries de formations minéralisées ont été distinguées, entre lesquelles la paragenèse permet d'établir une consanguinité (J. GEFFROY et P. LAFFARGUE - 1957). Celle-ci ne concerne cependant pas les gisements d'uranium, d'où une raison majeure pour traiter ceux-ci séparément. Dans ce complexe consanguin entrent donc (figure n° 16) :

- Des pegmatites potassiques à béryl, composées de quartz, de microcline, de biotite et de muscovite, à béryl et à triplite. Les pegmatites de la région de Chanteloube, de même que celles de Chabannes et des Mureaux sur le versant sud des Monts d'Ambazac, contiennent en plus des minéraux caractéristiques des pegmatites sodolithiques ; albite, lépidolite, amblygonite et triphylite. Pour cette raison, elles ont été qualifiées de pegmatites de transition.

1) D'après des données non présentées.

- Des pegmatites sodolithiques, avec généralement (formant le coeur du filon) une partie aplitique à albite et lépidolite englobent des plages de microcline, la bordure étant constituée par une pegmatite à microcline perthitique qui manque dans les filons minces (J.A. SARCIA - 1957). La topaze est le principal accompagnateur du mica lithinifère après l'albite ; parmi les minéraux rares, signalons la cassitérite niobifère, la niobite, le wolfram. Alors que les pegmatites potassiques sont toujours localisées à l'intérieur du granite à deux micas, et surtout dans la région occidentale, entre Bessines et Margnac, les pegmatites sodolithiques franches ont une localisation nettement péri-batholitique. Tous les filons connus sont situés sur le versant sud des Monts d'Ambazac, soit dans le granite à deux micas au voisinage du contact (Chédeville, la Chèze), soit dans les gneiss où même dans le granite porphyroïde à biotite de Courrières.

- Des filons de quartz gris stanno-wolframifères, à cassitérite, wolfram et scheelite tardive. Lorsqu'ils sont intragranitiques, et notamment dans la région occidentale, ils sont généralement subordonnés aux pegmatites. Les pegmatites contiennent d'ailleurs un peu de cassitérite et de wolfram, y compris les pegmatites potassiques. De nombreux filons stanno-wolframifères se disposent à la périphérie du granite, notamment dans le dôme de St-Goussaud, et ils se poursuivent parfois dans l'encaissant en chevauchant le contact.

- Des filons quartzeux aurifères, à mispickel : la scheelite y a été observée par J. GEFFROY et P. LAFFARGUE (1957), ce qui permet d'établir un lien génétique avec les filons à étain et à wolfram.

Les filons aurifères sont toujours localisés à l'extérieur du massif de granite à deux micas, dans l'encaissant métamorphique ; des filons de quartz aurifère sont aussi connus dans le granite de Guéret, avec notamment l'exploitation ancienne de la Petite Faye, où ils jalonnent semble-t-il une faille SE-NO mise en évidence par les géologues du C.E.A.

Par rapport à la limite du massif de granite à deux micas, il est donc possible de définir une zonalité spatiale des minéralisations qui s'accorde assez bien avec le schéma synthétique donné par E. ROUTHIER (1965) de la "zonalité normale" ou "périplutonique" des minéralisations. Ce schéma, établi d'après les travaux de FERSMAN (1934) et VARLAMOFF (1947) est caractérisé en effet par la succession Be, Sn, W, Au qui s'inscrit dans une échelle de températures décroissantes. Ce problème de la zonalité des minéralisations dans le massif de St-Sylvestre vient d'être repris par J. BARBIER (1969), sur la base des documents existants cités plus haut. Cette recherche a montré que le classement des pegmatites d'après leurs caractéristiques minéralogiques donnait une succession tout-à-fait comparable au schéma donné par N. VARLAMOFF (1959) pour la répartition spatiale des types de pegmatites granitiques. D'autre part, J. BARBIER a montré que malgré quelques divergences les minéraux des pegmatites et des filons quartzeux du granite de St-Sylvestre se succédaient dans un ordre qui correspond aux géophases G à C de FERSMANN.

A la suite de la première étude pétrographique et géochimique effectuée sur le massif de St-Sylvestre, il avait été souligné que la répartition des différents types de minéralisations présentait une liaison nette avec la disposition des structures granitiques (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). En effet, les concentrations filoniennes de pegmatites potassiques les plus importantes sont localisées dans la zone Ouest sans perthites mâclées. Les pegmatites de transition se situent à la limite de la zone de sodification, et les pegmatites sodolithiques franches sont associées à cette zone. Les indices de wolfram et d'étain les plus importants sont également localisés dans la zone de sodification, dans

les différents faciès qui la composent : faciès à microcline quadrillé, faciès de St-Goussaud. Deux indices stanno-wolframifères sont connus également dans le faciès microgrenu de la Jonchère.

Il nous est difficile de pousser très loin l'interprétation de ces relations, car nous n'avons pas effectué personnellement d'études sur les pegmatites qui permettraient de préciser leurs caractéristiques en fonction de l'évolution qui a été observée dans le granite. Selon J.A. SARCIA (1957), P. FITTE et J.A. SARCIA (1961), les pegmatites sodolithiques sont caractérisées par le remplacement d'une bonne partie du feldspath potassique par l'albite. Compte tenu de ce qui a été observé dans le granite, on peut se demander s'il s'agit effectivement d'un remplacement, ou de l'expression minéralogique d'un phénomène d'évolution chimique dans la lignée pegmatitique avec éventuellement réarrangement cristallin. Dans l'hypothèse d'un tel réarrangement, les pegmatites auraient subi après leur formation les mêmes transformations minéralogiques que le granite encaissant. Cela permettrait d'expliquer certaines similitudes pétrographiques entre la pegmatite et la zone granitique où elle se trouve, notamment le mode d'association entre le feldspath potassique et l'albite. Il n'est cependant pas certain que ce qui paraît valable pour le granite l'est aussi pour les pegmatites, car la différence chimique entre les pegmatites potassiques franches qui ne contiennent pas d'albite et les pegmatites sodolithiques qui contiennent très peu de feldspath potassique doit être considérable.

L'évolution qui caractérise la lignée pegmatitique se marque donc par une sodification comme pour le granite. D'autre part, la succession des paragenèses dans les filons pegmatitiques et quartzeux reproduit de manière très amplifiée l'évolution des éléments en traces dans le granite. Mais il n'y a pas seulement deux évolutions parallèles, il y a également certaines relations spatiales. Autrement dit, le phénomène de différenciation pegmatique, ou pneumatolytique dans le cas du quartz stanno-wolframifère, représente une exagération de la tendance granitique locale. Les pegmatites potassiques sont associées à une zone très riche en potasse. Les pegmatites sodolithiques lithinifères se placent dans une zone enrichie en sodium et en alcalins rares. Les filons de quartz stanno-wolframifères caractérisent une zone enrichie en étain et wolfram... Nous reviendrons sur cet aspect de la différenciation au moment où nous considérerons les règles théoriques qui régissent la répartition des éléments en traces.

Mais la comparaison ne peut être poussée plus loin, et le phénomène de différenciation pegmatitique ou quartzeuse introduit des différences chimiques considérables par rapport aux zones granitiques représentées dans le massif de St-Sylvestre. Les minéraux rares des pegmatites ou du quartz traduisent un degré d'enrichissement élevé en certains éléments; en règle générale, les plus caractéristiques de ces minéraux sont observés dans des granites qui correspondent à un stade d'évolution plus marqué que ceux représentés dans le massif de St-Sylvestre, avec souvent des greisen et aussi des pegmatites. C'est le cas pour les granites à grain fin "en coupole" de Montebbras" et Echassières décrits par G. AUBERT et al. (1905) et G. AUBERT (1966, 1968), et dont nous aurons l'occasion de reparler. Ce sont des granites à albite, lépidolite, topaze, qui peuvent contenir eux-mêmes des minéraux tels que la cassitérite, l'amblygonite, la niobo-tantalite, etc... Ces roches, souvent qualifiées d'albitites, ont une composition qui semble se rapprocher de celle des pegmatites sodolithiques. Ce rapprochement paraît d'autant plus facile à faire que, d'après les descriptions qui en sont données par J.A. SARCIA (1957), les pegmatites sodolithiques du massif de St-Sylvestre présentent un coeur aplitique très développé. Les processus

d'évolution qui conduisent à ces deux types de formations pourraient donc ne pas être très différents, hypothèse un moment envisagée par G. AUBERT (1968). Toutefois, la succession des phases minéralogiques et géochimiques dans les granites à grain fin et les pegmatites ne paraît pas coïncider. Notamment, nous avons vu que dans les pegmatites sodolithiques, il était admis que l'albite remplaçait le feldspath potassique, alors que dans les granites à grain fin une phase de microclinisation suivrait d'après G. AUBERT (1968) la formation de l'albite. Il semble qu'il y ait là cependant une voie de recherche intéressante.

D - DISPOSITION SPATIALE DES FACIES GRANITQUES ET DES MINERALISATIONS

Dans le cas de grands batholites granitiques comme celui de St-Sylvestre, la représentation spatiale en trois dimensions des différentes zones ou des types de minéralisation est toujours délicate à faire. L'image que l'on se fait de la structure de ces massifs granitiques est toujours extrapolée de ce qui est visible en surface et reste nécessairement hypothétique. Une interprétation correcte de la géomorphologie du massif est par ailleurs indispensable pour éviter certaines erreurs.

Le granite à deux micas de St-Sylvestre constitue les reliefs des Monts d'Ambazac au sens large, c'est-à-dire comprenant les Monts de St-Goussaud. Une étude géomorphologique faite par J.C. FLAGEOLLET et R. MAGNE (1969) dans la Région de Razès met clairement en évidence l'existence d'une pente générale d'Est en Ouest avec des formes de relief étagées dont l'interprétation se révèle difficile. Les points culminants (entre 650 et 700 m) se situent dans la région de St-Léger-la-Montagne ; la partie basse (voisine de 400 m) correspond à la zone Bessines-Razès-Magnac que suit la Nationale 20 (figure n° 18). Les hauteurs de St-Goussaud ne sont pas comprises dans cette étude géomorphologique ; elles forment un dôme arrondi qui comporte plusieurs sommets entre 600 et 700 m. D'une manière générale, le granite à deux micas est toujours en saillie par rapport aux roches encaissantes, et les observations de J.C. FLAGEOLLET et R. MAGNE tendent à accréditer l'hypothèse d'une érosion différentielle pour expliquer la formation des Monts d'Ambazac. Ils soulignent en particulier qu'il n'a pas été observé de faille sur la bordure Sud-Est des Monts d'Ambazac, orientée d'ailleurs suivant une direction N 55° à N 60° E, qui n'est pas courante dans le massif.

Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969) ont donné une représentation complète en trois dimensions du massif de St-Sylvestre sous forme de bloc-diagramme. Dans leur schéma, le granite à deux micas de St-Sylvestre serait en contact vertical par faille avec le granite de la Brame. Nous pensons que s'il y a effectivement un contact vertical, il n'est pas nécessairement d'origine tectonique. La faille signalée par ces auteurs ne jalonne d'ailleurs pas toujours le contact, dont il est probable qu'elle a repris le tracé secondairement. Toujours d'après Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU, le gisement du granite à deux micas serait en partie laccolitique, avec enracinement à l'Ouest. D'après leur schéma, la masse granitique interstratifiée dans la série métamorphique correspondrait au dôme de St-Goussaud. Pour les petits massifs apparaissant dans les synclinoria micaschisteux, comme St-Goussaud, ou comme Crozant dans le plateau d'Aigurande, le problème de leur raccordement éventuel en profondeur à un batholite granitique se pose effectivement. Cela fera l'objet d'une discussion plus générale.

Pour en revenir à la disposition des structures dans le granite à deux micas

de St-Sylvestre, l'hypothèse d'une succession verticale des différentes zones pétrographiques et des minéralisations associées a été soutenue par J. BARBIER (1969), le dôme de St-Goussaud étant exclu de ce schéma. Cette hypothèse s'appuie évidemment sur l'existence de la pente Est-Ouest signalée plus haut : le faciès oriental sans perthitisation correspond aux points bas et la zone de sodification aux points hauts des Monts d'Ambazac. De plus, le faciès microgranitique, reconnu comme le plus évolué, forme le signal de Sauvagnac, point culminant des Monts d'Ambazac avec 701 m.

Dans le cas particulier du massif de St-Sylvestre, il y a donc des arguments d'ordre topographique pour l'hypothèse d'une succession verticale des faciès. De tels arguments ne peuvent cependant pas être évoqués pour les minéralisations. Dans la région Nord par exemple, les pegmatites du secteur Chanteloube-Aven-Mas Barbu sont à des altitudes comprises entre 420 et 490 m ; or, les filons de Bersac, qui constituent le principal indice stannio-wolframifère des Monts d'Ambazac, et qui se situent à une distance minimum de 2 km plus à l'Est, sont à une altitude d'environ 450 m (figure n° 18). Plus significative encore est la coupe que l'on peut faire au Sud, entre le secteur des pegmatites potassiques de Peny-Vauzelle-Bachelerie et les pegmatites sodolithiques de Chédeville-la Chèze Les Coudiers. Les premières sont entre 380 et 490 m, les secondes entre 320 (Chédeville- La Chèze) et 400 m (Les Coudiers). Entre ces deux groupes de filons, les pegmatites de transition de Chabannes et des Hureaux sont situées respectivement à 440 et 340 m. La distance horizontale entre La Vauzelle et Chédeville est d'environ 7 km. Topographiquement, les minéralisations sont donc disposées essentiellement suivant une zonalité horizontale ; géologiquement, cela traduit bien la tendance à une disposition péri-batholitique des pegmatites sodolithiques et des filons stannio-wolframifères, phénomène encore beaucoup plus accentué pour les filons aurifères : ces dispositions sont très nettes dans l'ensemble du massif, y compris dans la zone de St-Goussaud.

Il est bien vrai aussi qu'une composante géologique verticale sera introduite nécessairement dans la zonalité des minéralisations si les faciès auxquels elles sont associées ne sont pas disposés de manière subhorizontale. Mais que pour la composante verticale soit aussi marquée que la composante horizontale, il faudrait pratiquement un pendage de 45° vers l'Est ou vers le Sud-Est.

Nous avons vu que la limite définie par l'apparition du microcline quadrillé pouvait marquer une discontinuité structurale à caractère syntectonique qui donnerait au granite situé à l'Est un léger caractère intrusif par rapport à la zone occidentale. Effectivement, le tracé correspondant se révèle très rectiligne, et il n'est pas influencé par la topographie. De plus, cette limite a été retrouvée en profondeur dans la mine de Fanay, au niveau 200, à la verticale de la position prévue par l'échantillonnage de surface. Cette limite est donc très inclinée ou subverticale.

L'hypothèse d'un emboîtement des structures suivant une disposition sub-concentrique peut donc être formulée à propos du massif de St-Sylvestre. Cette hypothèse a l'avantage de pouvoir s'appliquer aux autres massifs que nous serons amenés à décrire, ou à évoquer d'après les travaux effectués par d'autres auteurs. Nous verrons en particulier que dans la chaîne de la Marche, la tectonique paraît jouer un rôle essentiel pour l'individualisation des structures alors qu'aucun lien n'apparaît avec la topographie. Cette hypothèse s'applique bien également au massif de Cognac-le-Froid où une zone à microcline quadrillé a été observée. D'autre part, nous verrons que les structures en ring-dykes sont fréquemment évoquées pour expliquer la disposition des faciès dans les petits massifs circonscrits,



LEGENDE

	Limites du granite à deux micas de St-Sylvestre
	Limite des perthites mâclées
	Limites du microcline quadrillé
	Faciès microgranitique

POSITION DE QUELQUES INDICES

	Pegmatite potassique
	Pegmatite de transition
	Pegmatite sodolithique
	Quartz stanno-wolframifère

Figure 18 - Relations entre la topographie, les zones pétrographiques et les minéralisations dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.

avec parfois comme à Echassières ou à Montebbras des structures de différenciation latérales ou même externes par rapport à la masse granitique principale (G. AUBERT - 1968).

Une telle hypothèse, si elle explique mieux la disposition des minéralisations, ne saurait exclure l'existence de différenciations verticales. En particulier, nous serons amenés sur la base de considérations bibliographiques, à considérer le faciès microgranitique de la Jonchère comme étant développé en position apicale. La position topographique correspondrait donc bien à sa position géologique.

En fait, aucune coupe qui soit parfaitement satisfaisante pour l'esprit et qui s'accorde avec l'ensemble des observations effectuées ne peut être donnée de ce massif granitique. Ce qui reste essentiel, c'est d'avoir établi entre les différentes zones granitiques des liens d'évolution pétrographique et géochimique. Il est certain par exemple que le granite de St-Goussaud se place en continuité dans cette évolution à la suite du granite de la région de St-Léger, même si structuralement, par leurs conditions de gisements, ces deux granites appartiennent à des unités différentes. Cela est important, car ce sont d'abord les tendances géochimiques exprimées au niveau des zones granitiques qui conditionnent la répartition des minéralisations décrites.

III - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE

- LES DIFFERENTS FACIES

Des études successives ont été faites dans la région centrale de la Marche, au Nord du massif de Guéret, où le granite à deux micas affleure suivant une bande très étroite de quelques kilomètres de largeur, et dans la région occidentale de la Marche, où le granite à deux micas affleure plus largement entre les dislocations SSE-ONO de Boussac au Nord et d'Ouzilly au Sud. Au Nord de la faille de Boussac, le granite à deux micas se prolonge par le massif de St-Sulpice-les-Feuilles, intrusif dans les formations métamorphiques du plateau d'Aigurande. Plus à l'Est, des granites à deux micas réapparaissent au sein de cette série métamorphique et forment un chapelet de petits massifs à bords circonscrits qui se succèdent suivant une direction générale OSO-ENE dans le prolongement du lobe de St-Sulpice-les-Feuilles. Faisant suite à celui-ci, on trouve le massif de Crozant sur lequel a été prélevé une vingtaine d'échantillons.

Au Nord du massif de Guéret, dans cette bande très resserrée qui jalonne la dislocation de la Marche, le granite à deux micas est presque toujours à gros grain et fortement laminé, avec une orientation très nette d'origine tectonique. Des traînées de mylonites soulignent cette orientation. C'est un mode de gisement très caractéristique des granites syncinématiques. Une quarantaine d'échantillons ont été prélevés dans cette partie de la chaîne.

Dans la région occidentale de la Marche et dans le massif de Crozant, le granite à deux micas est généralement à texture équate et le plus souvent à gros grain. Les roches orientées et laminées sont assez bien localisées, d'une part au Nord, le long de la dislocation de Boussac, d'autre part au Sud, dans la région de Dompierre, près de la faille d'Ouzilly et dans le prolongement de celle de Nantiat. On dispose également d'une quarantaine d'échantillons prélevés dans le granite à deux micas dans ce secteur.

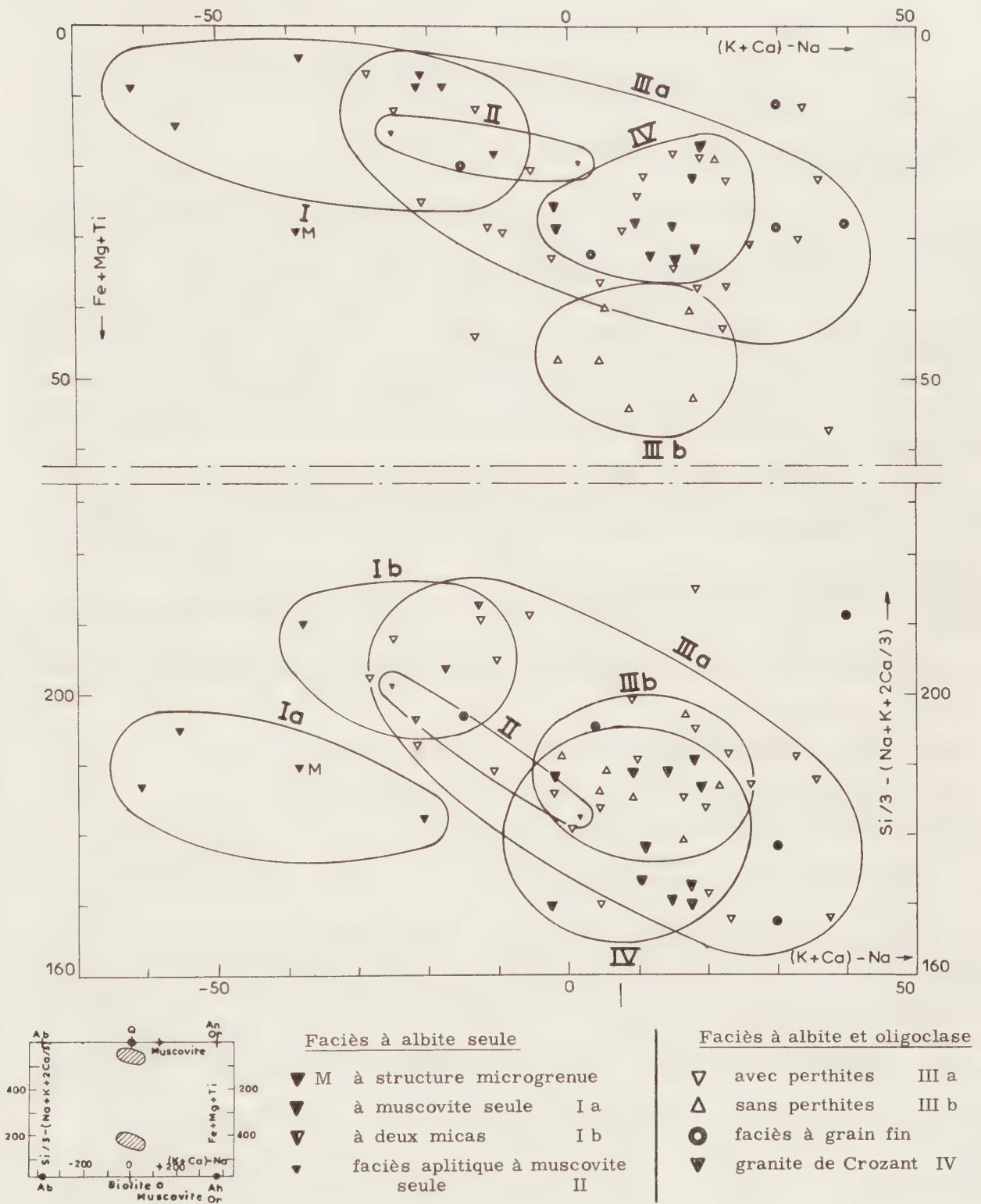


Figure 19 - Les granites à deux micas de la Marche Ouest et de Crozant dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, le paramètre $(K + Ca) - Na$ étant en abscisse, les paramètres $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$ et $Fe + Mg + Ti$ étant en ordonnées.

A - LES DIFFERENTS FACIES DU GRANITE A DEUX MICAS DANS LA MARCHE OCCIDENTALE

Deux faciès principaux avaient été distingués lors d'une première étude (K. KURTBAS et G. RANCHIN - 1969) ¹⁾ :

- un faciès à albite seule, sans oligoclase,
- un faciès à albite et oligoclase.

Nous avons été amenés depuis à séparer du faciès à albite et oligoclase le granite de la région de Dompierre au Sud-Ouest, avec semble-t-il comme meilleur critère distinctif l'absence de perthites dans le feldspath potassique et l'habitus particulier de celui-ci. D'autre part, le faciès à albite seule comprend différents types de roches, dont certaines à muscovite seule, avec aussi des microgranites, qui ont dû être groupés sur la carte de faciès établie d'après l'échantillonnage. Ces roches ont été trouvées dans la région de Lussac-les-Eglises, disposées semble-t-il suivant une disposition en bandes parallèles très caractéristique des différenciations à l'intérieur des granites syncinématiques (figure n° 8).

Ces faciès correspondent à des degrés successifs dans l'évolution à tendance sodique matérialisée par l'allongement de l'ellipse qui les représente sur les diagrammes chimico-minéralogiques (figure n° 19). Dans le sens croissant de la différenciation, on peut les classer ainsi :

- faciès de Dompierre, à oligoclase et albite, avec des feldspaths potassiques non perthitiques;
- faciès banal, à oligoclase et albite, avec des feldspaths potassiques perthitiques ;
- faciès à albite seule ;
- faciès à albite seule et à muscovite seule ;
- faciès aplitique à albite, muscovite, grenats et à tourmaline abondante ;
- faciès microgrenu à quartz porphyrique.

1°) Faciès banal à oligoclase, albite et perthites.

C'est un granite à deux micas et à tourmaline, celle-ci apparaissant de manière irrégulière, souvent à texture cataclastique. La microtectonique détermine une disposition en cloisons des micas et donne aux plages de quartz un caractère polycristallin. Le feldspath potassique présente en général le quadrillage caractéristique du microcline (des mesures précises de l'angle 2V faites dans la Marche Centrale ont donné des valeurs voisines de 80 - 85°). Il est mâclé selon la loi de Carlsbad, souvent très poecilitique, et avec des contours amiboïdes. Les deux types de perthite, en veines floues et en taches bien mâclées, peuvent être observées. Ces dernières sont parfois très abondantes et occupent environ les 2/5 du cristal. L'albite et l'oligoclase coexistent, ce dernier légèrement zoné, avec des teneurs en anorthite qui ne dépassent pas 20 %. Des cas d'albitisation de l'oligoclase ont été observés dans la Marche centrale, avec un développement d'albite

1) Rapport interne C.R.R.

à contours flous en bordure.

Le granite de la Marche se caractérise tout particulièrement par la présence quasi constante dans l'oligoclase et l'albite d'antiperthites, souvent fissurales et parfois associées à du quartz. (Pl. VI, figure 4). Les plages de feldspath potassique envahissent parfois presque tout le cristal de plagioclase dont il ne reste plus qu'une mince écorce. Le plagioclase et le feldspath potassique accolés forment parfois des cristaux mixtes avec interpénétration du plagioclase par le feldspath potassique. Inversement, des cristaux mixtes d'albite et de feldspath potassique ont été observés, avec interpénétration du feldspath potassique par l'albite en veines et cristaux mâclés.

Ces phénomènes de "microclinisation" du plagioclase nous paraissent assez typiques de ces granites à cristallisation syntectonique. Il est difficile de préciser avec exactitude l'ordre de succession des phénomènes. La microclinisation, qui se produit souvent le long des fissures des plagioclases, paraît antérieure à la phase finale de la cristallisation des perthites mâclées. L'albitisation des plagioclases est certainement une conséquence de la microclinisation qui libère du sodium. Il est possible également qu'une partie du sodium libéré ait favorisé la cristallisation de perthites dans le feldspath potassique.

Les deux processus, albitisation des feldspaths potassiques et microclinisation du plagioclase, sont en effet complémentaires sur le plan chimique. Il est certain en tout cas que, en liaison avec les phénomènes tectoniques, l'histoire de ces roches se caractérise par une longue période de cristallisation instable.

La muscovite se présente le plus souvent en grandes lattes tordues, prolongées parfois par une association symplectique de quartz et de muscovite. De fines cristallisations fissurales de quartz et de muscovite à contours géométriques ont été observées. Certaines lames contiennent beaucoup de séricite en baguettes orientées. L'apatite est sous forme de grains arrondis.

2°) Faciès de Dompierre à oligoclase et albite, sans perthites

Ce faciès apparaît à l'oeil nu un peu plus riche en biotite. Il se caractérise au microscope par l'absence à peu près complète de microperthites dans le microcline, ainsi que par l'aspect de celui-ci : de grands cristaux quadrangulaires de microcline présentent un quadrillage partiel très prononcé mais extrêmement large.

Le faciès de Dompierre se distingue du faciès banal du granite à deux micas par des teneurs moyennes en silice et en sodium légèrement moins élevées, et par des teneurs plus fortes en éléments ferro-magnésiens et en calcium (tableau n° 29). Les différences sont légères. Sur le diagramme (K + Ca) - Na, Fe + Mg + Ti (figure 19), il apparaît bien effectivement comme le faciès le plus riche en éléments ferro-magnésiens. Il se situe en fait à la jonction entre le domaine des granites à biotite et celui du granite à deux micas.

L'aspect du quadrillage dans le microcline relève peut-être d'un type de contrainte dynamique. L'absence de perthites est sans doute à rapporter aux conditions thermodynamiques de la cristallisation, et on peut en déduire que celle-ci s'est faite à une température plus élevée. Dans ce cas également, les critères distinctifs ne sont pas déterminés nécessairement par la composition chimique, mais ils vont de pair avec un degré de différenciation sodique plus faible.

Eléments chimiques analysés	Granite à grain fin							Granite à deux micas de Crozan n = 12	Micro- granite à musco- vite n = 1	Granite apli- tique à musco- vite seule n = 2	Granite à deux micas de Crozan n = 12	Granite à deux micas de la Marche Centrale	
	Granite à deux micas					Faciès à musco- vite seule n = 3	Faciès normal (albite, oligo- clase) n = 27					Faciès porphy- roïde n = 2	
	n = 39	Faciès à albite et oligoclase		Faciès à albite seule n = 5									
		sans perthites n = 7	sans perthites n = 26										
SiO ₂	72,50 σ = 1,80	72,25	72,45 σ = 1,61	74,10	73,60	74,60	73,20	72,18	73,42 σ = 1,31	72,60			
Al ₂ O ₃	14,95 σ = 0,60	14,78	14,99 σ = 0,60	14,72	15,87	14,25	14,00	14,99	14,55 σ = 0,44	14,62			
Fe ₂ O ₃	1,32 σ = 0,65	1,61	1,42 σ = 0,50	0,67	0,62	1,14	2,57	1,47	1,14 σ = 0,48	1,67			
MnO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,10	0,02	0,02	0,03	0,04			
MgO	0,37 σ = 0,29	0,65	0,30 σ = 0,18	0,12	0,08	0,095	traces	0,23	0,14 σ = 0,16	0,54			
CaO	0,64 σ = 0,32	0,80	0,62 σ = 0,29	0,38	0,41	0,70	0,39	0,62	0,54 σ = 0,22	0,92			
Na ₂ O	3,37 σ = 0,45	3,18	3,37 σ = 0,51	3,55	4,04	3,66	4,00	3,30	3,57 σ = 0,36	3,46			
K ₂ O	4,65 σ = 0,71	4,70	4,69 σ = 0,81	4,33	3,76	4,43	3,95	5,01	4,63 σ = 0,36	4,84			
TiO ₂	0,27 σ = 0,15	0,27	0,20 σ = 0,12	0,05	0,05	0,17	0,15	0,32	0,14 σ = 0,09	0,22			
P.F. (à 950°)	1,37 σ = 0,07	1,50	1,30 σ = 0,08	1,39	1,45	1,01	1,13	1,39	1,37 σ = 0,79	1,02			
Total	99,47	99,78	99,37	99,32	99,90	100,15	99,41	99,53	99,53	99,93			

Tableau n° 29 - Teneurs moyennes en éléments majeurs des différents faciès du granite à deux micas de la Marche Ouest, du granite à deux micas de la Marche Centrale (d'après M. ARNOLD, K. KURTAS et G. RANCHIN, 1969) et du granite de Crozan.

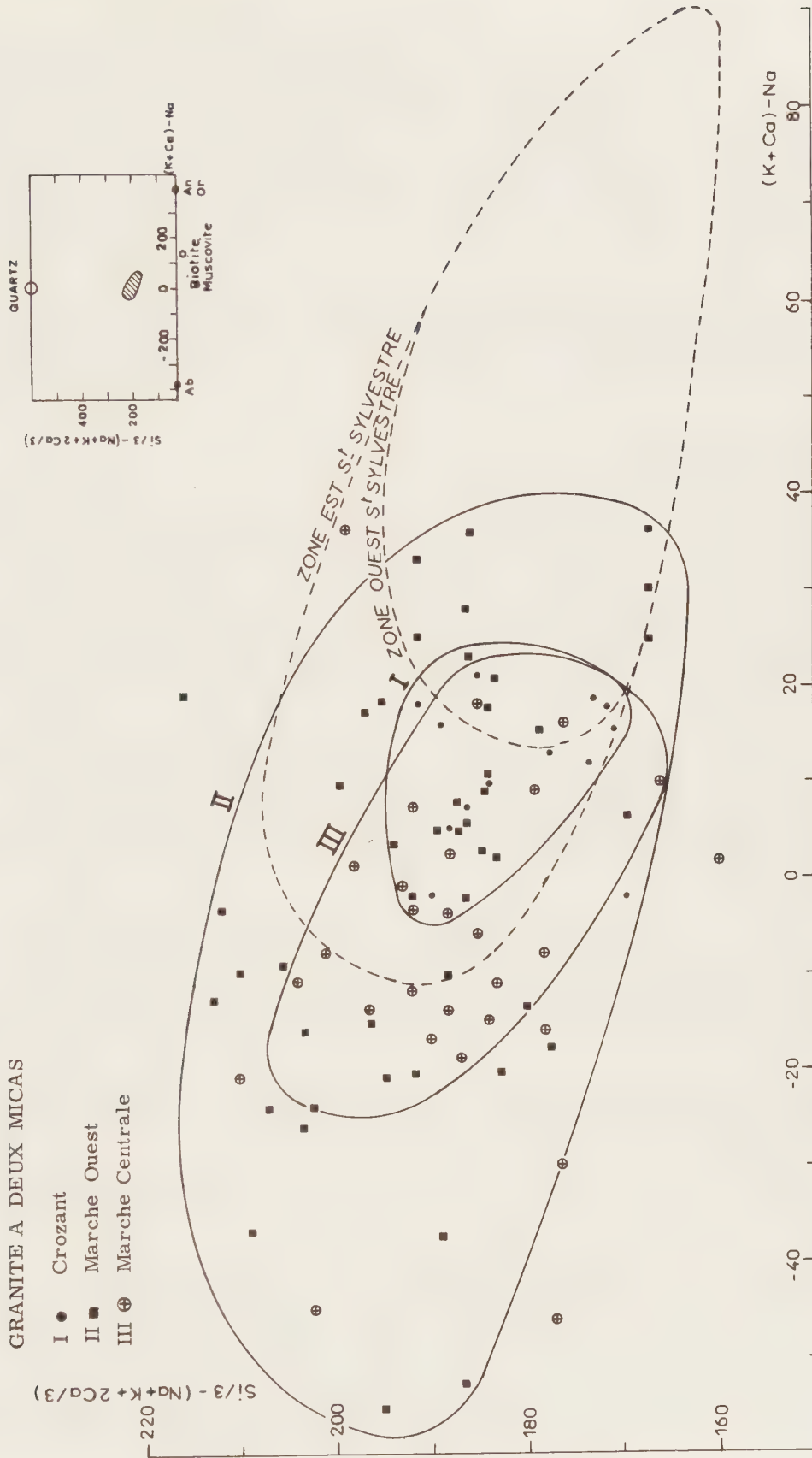


Figure 20 - Les granites à deux micas de la Marche et de Crozant dans le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$, $(K + Ca) - Na$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec la position du granite à deux micas de St-Sylvestre.

3°) Faciès à albite seule

Ce faciès est représenté par des roches très cataclastiques prélevées au Nord près de la faille de Boussac. Les recrystallisations fissurales de quartz et de séricite y sont très fréquentes, les biotites sont dilacérées, et pour certaines de ces roches une silicification secondaire ne peut être exclue. Des biotites recrystallisées, des gerbes de chlorite lamellaire sont observées, avec aussi beaucoup de tourmaline. Toutefois, la rarefaction de l'oligoclase qui caractérise ces roches apparaît bien comme un signe de différenciation. Sur le plan chimique, par rapport aux faciès précédents, une augmentation forte des teneurs en SiO_2 et en Na_2O s'accompagne d'une diminution tout aussi nette des teneurs en Fe_2O_3 , MgO , CaO et K_2O . Sur les diagrammes de H. de la ROCHE, ces roches se placent vers le pôle siliceux et sodique de l' "axe d'évolution", par opposition au faciès à oligoclase (figure n° 19).

4°) Faciès à albite seule et muscovite seule

Ce faciès est bien représenté par trois échantillons affectés seulement par une cataclase modérée. Ce sont en premier lieu des roches à albite seule, et elles correspondent de ce fait à un degré de différenciation au moins égal à celui du faciès précédent. L'albite est en grandes lattes automorphes qui cotoient de grandes plages de quartz à forme globuleuse. Ce sont en deuxième lieu des roches à muscovite seule, avec peu de biotite. Les cristaux de muscovite sont d'une taille exceptionnelle, souvent enchevêtrés. Une partie non négligeable de la muscovite, associée à l'apatite, se développe dans les feldspaths potassiques.

La composition chimique de ces roches à muscovite seule est intéressante à considérer. Elles sont encore enrichies en sodium et appauvries en potassium par rapport aux faciès à albite seule et à deux micas : de la sorte, elles se placent tout à fait à l'Ouest sur les diagrammes chimico minéralogiques, par suite d'une valeur très faible du paramètre $(\text{K} + \text{Ca}) - \text{Na}$.

Par contre, la teneur en alumine est supérieure à celle de tous les autres faciès, y compris celle des faciès les plus mélanocrates, ce qui est à mettre en parallèle avec l'abondance de la muscovite, mais n'est pas en accord avec les variations des autres éléments et la tendance évolutive générale. Peut-être faut-il y voir l'influence d'un certain endomorphisme.

5°) Le faciès à structure microgrenue, à quartz porphyrique, et le faciès aplitique à grenats.

Le mode de gisement de ces roches nous est inconnu. Elles sont associées au groupe que forment les faciès à albite seule.

◦ Le faciès à structure microgrenue : il est tout-à-fait comparable à celui du massif de St-Sylvestre, avec une mésostase fine formée de quartz, d'albite et de feldspath potassique, et des phénocristaux de quartz, d'albite et de microcline. Le quartz contient des inclusions de la mésostase. La muscovite se présente en cristaux d'aspect squelettique, dentelliformes, engrenés avec le quartz, ou encore en petits cristaux développés dans les feldspaths potassiques et particulièrement dans les fissures.

Il est à remarquer que la muscovite tend de plus en plus à prendre un habitus secondaire dans ces roches très sodiques.

Il existe une biotite résiduelle, très largement transformée en chlorite et en quartz, ou en un mica incolore d'aspect identique à la muscovite.

Le faciès à structure microgrenue se révèle assez curieusement riche en fer alors qu'il ne contient pas de magnésium, cela probablement par suite de la présence de minéraux opaques métalliques. La teneur en sodium est identique à celle du granite à muscovite seule.

° Le faciès aplitique à grenats : il est formé de roches à grain fin orientées, avec des cristaux de muscovite allongés, de petite taille, disposés en lits. Les prismes d'apatite sont aussi très allongés et orientés. Ces aplites présentent une paragenèse classique "muscovite-grenat-tourmaline". Les grenats sont automorphes. La tourmaline est ici très abondante, alors qu'elle apparaît de façon irrégulière dans les autres faciès. Elle est largement altérée en séricite et chlorite. L'albite forme des lattes automorphes, allongées ; elle se révèle beaucoup plus abondante que le microcline, en petites plages xénomorphes quadrillées. Quelques plages de quartz porphyrique ont été observées.

Comme dans le faciès microgrenu, il subsiste quelques cristaux de biotite résiduelle, à peu près complètement décolorés, avec apparition d'un mica semblable à la muscovite, avec aussi beaucoup d'oxydes de fer dans les clivages.

La composition chimique de ces aplites est comparable à celle du granite à deux micas à albite seule, sauf sur deux points :

- la teneur en manganèse est exceptionnellement élevée, cet élément étant concentré certainement dans les grenats ;
- la teneur en fer est également élevée, compte tenu du fait qu'il n'y a pas de magnésium et très peu de biotite. Le fer entre dans la composition de la tourmaline, très abondante, et dans celle des grenats.

B - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE CENTRALE

Dans l'ensemble, le granite à deux micas de la Marche, au Nord du massif de Guéret, peut être assimilé au faciès banal à albite et oligoclase, avec perthites, défini dans la partie occidentale de la chaîne : sa composition chimique est en fait intermédiaire entre celle de ce faciès et la composition chimique du faciès à albite seule, ce qui paraît bien correspondre à ses caractéristiques pétrographiques (tableau n° 29). Sur le diagramme $(K + Ca) - Na$; $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$ (figure 20) son domaine, tout entier englobé dans celui de la Marche Ouest, est plus restreint que ce dernier, ce qui traduit bien l'absence de différenciations marquées et une certaine homogénéité.

En rapport probable avec une texture toujours fortement cataclastique, il faut signaler un aspect particulier à ce granite de la Marche Centrale : la décoloration fréquente de la biotite avec apparition d'un mica dont les teintes de polarisation sont celles de la muscovite.

La tourmaline est plus abondante ici que dans la partie occidentale de la Marche, région où elle apparaît, dans le granite tout au moins, de façon plus occasionnelle.

Origine	Spectrométrie optique d'émission (BRGM - Orléans)										Absorption atomique (CRPG - NANCY)		
	Ba	Sr	Cu	V	Pb	Zn	Ga	Be	Sn	B	Cs	Li	Rb
Faciès à albite et oligoclase I 42	295	36	< 3	< 10	33	72	24	33	35	< 20			
Faciès à albite et oligoclase I 65	240	30	3	< 10	22	37	27	16	40	< 20			
Granite de Crozant (région sud) I 28	370	47	< 3	< 10	27	63	25	10	15	< 20			
Faciès à albite seule I 8	10	< 5	< 3	< 10	< 6	50	25	< 3	33	< 20			
Faciès à albite et muscovite seules I 38	85	6	< 3	< 10	19	65	29	17	62	< 20			
Granite de la Marche Centrale (Champsanglard) H 269	285	42	4	< 10	24	50	21	7	23	40	50	260	350
Faciès porphyroïde de la Marche Centrale H 19	260	27	< 3	< 10	19	80	21	5	7	< 20	< 20	120	550

Tableau n° 30 - Répartition de quelques éléments en traces dans les principaux faciès du granite à deux micas de la Marche Occidentale, dans le granite de Crozant (I 28) et dans le granite à deux micas de la Marche Centrale (Mine de Champsanglard).

Les antiperthites sont extrêmement fréquentes dans le plagioclase avec parfois un envahissement général du cristal. Le phénomène est plus accentué que dans la Marche occidentale, ce qui tend à montrer que la tectonique a une influence certaine sur le développement de la microclinisation.

A l'extrême-Ouest de la région étudiée, près de St-Agnant de Versillat, deux échantillons ont été prélevés qui se révèlent assez différents du faciès habituel du granite à deux micas. Ils sont plus mélanocrates, et, à cet égard, la différence chimique est nette (tableau n° 29), avec aussi une certaine tendance porphyroïde, et ils sont de ce fait enrichis en potassium. Nous pensons qu'il faut rattacher ce faciès aux bandes de granites porphyroïdes qui ont été décrites par YANG KIEH (1932) dans la chaîne de la Marche. Cet auteur a vu une analogie entre ces roches et des granites considérés par lui comme des faciès marginaux du granite de Guéret, tel le granite du Chêne qui affleure dans la chaîne de la Marche immédiatement à l'Ouest du secteur étudié.

C - LE GRANITE A DEUX MICAS DE CROZANT

Le granite à deux micas de Crozant possède certaines caractéristiques qui permettent de le rapprocher du granite de la Marche, notamment la présence d'antiperthites bien développées, une teneur en sodium élevée. La ressemblance est évidente avec le faciès banal à albite et oligoclase du granite de la Marche Occidentale. A acidité égale, il présente toutefois une teneur moyenne en K_2O plus élevée, égale à 5 %. Sur les diagrammes chimico-minéralogiques, ses échantillons sont assez bien groupés, signe d'une certaine homogénéité (figure n° 19), et son domaine correspond exclusivement à des valeurs négatives ou nulles du paramètre $(K + Ca) - Na$.

Le nombre d'échantillons est trop réduit pour pouvoir arriver à une certitude, mais il semble cependant que le quadrillage caractéristique du microcline apparaisse progressivement dans les feldspaths potassiques en allant vers la bordure Sud du massif, où il est général, alors qu'au Nord il n'a pas été observé. Au contraire, le développement des perthites mâclées est plus accentué au Nord.

D - REPARTITION DE QUELQUES ELEMENTS EN TRACES DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHÉ

La distinction des différents faciès, ou même des différents massifs, à partir des éléments en traces, se révèle très facile malgré le petit nombre d'échantillons analysés (tableau n° 30). Des résultats complémentaires sont apportés qui permettent d'éclaircir certains points restés dans l'ombre.

Une première remarque concerne le faciès porphyroïde de la Marche Centrale. Par rapport au granite normal de cette région de la Marche, il se signale par des teneurs en étain, béryllium, césium et lithium plus faibles, comparables à celles du granite de Guéret dans la carrière du Maupuis. Il se distingue de celui-ci ou du granite de la Souteraine par des teneurs plus faibles en baryum, strontium, cuivre et vanadium. La forte accumulation de rubidium qui le caractérise, supérieure à celle du granite à deux micas banal de la Marche Centrale, confirme qu'il s'agit d'un faciès spécial ayant subi une évolution particulière, peut-être un terme très "évolué" du granite de Guéret en enclave dans le granite de la Marche.

Les autres remarques concernent les différents faciès du granite à deux micas de la Marche dans son ensemble.

Les deux échantillons à albite seule avec (I 8) ou sans (I 38) biotite se détachent très nettement par leurs teneurs beaucoup plus faibles en baryum et en strontium, et à un degré moindre en plomb. Le phénomène est encore plus accentué dans l'échantillon I 8, mais celui-ci, avec une teneur en silice de 76 %, est certainement silicifié, et on ne doit pas tenir compte des résultats comparés relatifs à I 8 et à I 38.

L'échantillon à muscovite seule (I 38) présente une teneur en étain nettement plus élevée que celle de l'échantillon à albite seule à deux micas ou encore que celles du faciès à albite et oligoclase. Cela peut être mis en parallèle avec le degré de différenciation, et va de pair avec la prépondérance de la muscovite. La teneur de ce minéral en étain est en effet certainement plus élevée que celle de la biotite, comme cela ressort de l'analyse des fractions minérales de l'échantillon B 48 du massif de St-Sylvestre (tableau n° 26) et des dosages comparés de l'étain dans la biotite et la muscovite de granites à deux micas étudiés par J. LAMEYRE (1966).

Les valeurs les plus fortes en baryum et en strontium et la valeur la plus faible en étain sont celles du granite de Crozant, prélevé dans la partie Sud de ce massif. Ce résultat est logique, dans la mesure où à cet endroit les feldspaths potassiques de ce granite ne sont pas perthitiques, ce qui permet de faire un rapprochement avec la zone la plus mélanocrate de la Marche Occidentale, celle de Dompierre, qui n'est pas représentée sur le tableau n° 30.

L'analogie existant entre le granite de la Marche Centrale et le faciès à albite et oligoclase de la Marche Occidentale ressort particulièrement bien de ces résultats analytiques, le premier des deux étant représenté par un échantillon provenant de la mine de Champsanglard. La teneur élevée en bore de cet échantillon est liée au fait qu'il contient beaucoup de tourmaline.

Le cas du béryllium est intéressant à considérer dans l'ensemble des échantillons analysés, mais les résultats ne sont évidemment pas assez nombreux pour arriver à une certitude sur son comportement exact. Sa teneur augmente normalement avec le degré de différenciation depuis l'échantillon du granite de Crozant jusqu'au faciès banal à albite et oligoclase de la Marche Occidentale, et décroît ensuite dans les échantillons à albite seule. D'autre part, le granite de la Marche Centrale à Champsanglard est pauvre en béryllium.

La répartition du gallium paraît assez homogène, de même que celle du zinc dont les variations n'apparaissent pas très cohérentes et sont vraisemblablement imputables à des facteurs accidentels. La teneur la plus élevée en gallium s'observe dans l'échantillon à muscovite seule, très alumineux, mais la variation qui concerne cet élément est faible.

IV - LE GRANITE A GRAIN FIN A DEUX MICAS ET ANDALOUSITE "DE TYPE CHATEAUPONSAC"

Nous rappellerons que dans le domaine du granito-gneiss de la Brame, s'individualisent des masses de granite à grain fin à deux micas, orientées suivant une direction générale NNE, et dont il existe des affleurements très représentatifs dans la région de Chateauponsac. Les relations de ce granite avec le granito-gneiss ont été décrites de la

manière suivante par M. CHENEVOY (1958). Les filons et les petits massifs de granite à grain fin présentent généralement un contact net avec le granito-gneiss. Mais il existe aussi des bouffées diffuses, des sortes de ségrégations du granite à grain fin dans ce granito-gneiss, et l'aspect général est celui d'une roche migmatitique : ce mode d'association serait surtout caractéristique de la zone de passage au granite à deux micas de St-Sylvestre, les grands massifs bien individualisés de granite à grain fin caractérisant plutôt la zone axiale du domaine de la Brame.

Le granite de Chateauponsac prend parfois un grain assez gros, avec une certaine orientation. Ce fait a été noté par M. CHENEVOY, et nous avons pu voir également parmi les échantillons étudiés des variétés à grain plus gros, beaucoup plus proches du granite de la Brame.

Dans l'ensemble cependant, le granite de Chateauponsac apparaît assez homogène. Il est à grain fin, à texture équante, ou légèrement orienté et les biotites se présentent dans ce cas en cristaux fins allongés.

Le quartz a tendance à former des plages globuleuses monocristallines, dont les dimensions, particulièrement dans les variétés de ce granite qui sont à grain moyen, sont supérieures au grain de la roche. Le feldspath potassique est une orthose mâclée selon la loi de Carlsbad. Les mesures de l'angle 2V ont donné des valeurs généralement proches de 60°. D'autre part, l'indice d'obliquité, mesuré sur plusieurs échantillons, est nul. Il s'agirait en fait d'une orthose crypto-perthitique. En effet, l'analyse de ces feldspaths dans deux échantillons a montré qu'ils renfermaient environ 45 % d'albite (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). D'un autre côté, ils contiennent très peu de perthites visibles, encore que quelques perthites mâclées aient été observées dans des échantillons à grain plus gros. Pour ce qui concerne les plagioclases, il y a généralement coexistence d'albite et d'oligoclase acide, celui-ci en cristaux légèrement zonés à liséré périphérique albitique.

La caractéristique essentielle de ce granite est la présence d'andalousite, de teinte rose, légèrement pléochroïque, souvent altérée partiellement en séricite qui forme comme une gaine entourant le cristal, parfois aussi transformés complètement en pinite jaunâtre. L'andalousite est généralement incluse dans la muscovite, où son aspect est nettement résiduel, et plus rarement dans le quartz. Quelques grains de sillimanite ont été observés de façon occasionnelle dans la muscovite.

La muscovite se présente soit en petites lattes à bords rectilignes, à tendance automorphe, parfois enchevêtrées, soit en cristaux amiboïdes formant des associations dactylées avec le quartz. Lorsqu'elle est interstratifiée avec la biotite, la muscovite est en cristaux plus grands avec des prolongements amiboïdes. Ces formes dactylées, amiboïdes, considérées généralement comme typiques d'un habitus secondaire, sont plus développées que dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Les grands cristaux de muscovite se prolongent fréquemment dans les feldspaths potassiques. Le phénomène paraît plus accentué dans les variétés à grain plus gros qui se rapprochent du granite de la Brame et contiennent des orthoses perthitiques. Une frange de quartz borde la muscovite développée dans celles-ci.

Bien que le grain et la texture soient très différents, une certaine ressemblance minéralogique existe entre le granito-gneiss de la Brame et le granite "type Chateauponsac" :

- l'abondance du quartz,

- la présence d'orthose crypto-perthitique ou perthitique,
 - la présence d'un silicate d'alumine, souvent résiduel et englobé par la muscovite ;
- l'andalousite dans le granite de Chateauponsac, la sillimanite dans le granite de la Brame ;
- l'habitus fréquemment secondaire de la muscovite, surtout net pour le granite de Chateauponsac dans les termes à grain intermédiaire.

Il n'y a donc rien d'étonnant à ce que la composition chimique moyenne du granite de Chateauponsac, telle qu'elle apparaît dans le sondage CS 1 (implanté près de cette ville), soit pratiquement analogue à celle du granite de la Brame dans le sondage CS 2 de Comprégnac, c'est-à-dire à la composition du faciès type à sillimanite fibreuse du granito-gneiss (tableaux n° 31 et 18). Les différences ne sont significatives que pour SiO_2 (+ 0,70 % dans le granite de Chateauponsac) et CaO (- 0,21 % dans ce même granite). Mais, en ce qui concerne la silice, il faut noter que le granito-gneiss contient de nombreux passages pegmatitiques très enrichis en silice qui ont été éliminés, et dont l'adjonction rétablirait sans aucun doute l'égalité. La différence qui concerne CaO paraît correspondre à une réalité, car seul le faciès de bordure du granito-gneiss, au contact du granite à deux micas de St-Sylvestre, contient de l'albite.

M. CHENEVOY a signalé dans la région de St-Jouvent un faciès du granite de Chateauponsac à grain plus gros et à micas orientés d'un aspect voisin du granito-gneiss. Plus au Sud, nous avons décrit deux échantillons à grain fin et à biotite seule, dont la composition correspond à celle du faciès de convergence du granito-gneiss avec le granite de Guéret observé près des anatexites d'Arnac-la-Poste (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969). A l'évolution constatée dans le granito-gneiss dans la région Sud, il n'est donc pas exclu que corresponde une variation parallèle de la composition chimique du granite à grain fin, ce qui accentuerait la similitude géochimique entre ces deux granites.

Il est toutefois important de noter dès à présent que cette ressemblance chimique n'apparaît plus aussi valable si on considère certains éléments en traces parmi les plus significatifs. Le granite de Chateauponsac dans le sondage CS 1 est plus riche en étain et en béryllium que le granito-gneiss dans le sondage CS 2, et les valeurs obtenues pour le premier sont identiques à celles du granite à deux micas de St-Sylvestre dans la région de Margnac. Il en est de même pour le tantale. En surface, les résultats obtenus sont un peu différents quant à l'étain et au béryllium : les teneurs moyennes relevées dans le granite de Chateauponsac sont intermédiaires entre celles qui ont été calculées pour le granito-gneiss et pour la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre, mais elles sont plus proches des premières. Au contraire, les teneurs en lithium et en rubidium relevées dans le sondage CS 1, ainsi que les valeurs du rapport K/Rb et Rb/Ba sont comparables aux valeurs trouvées pour les échantillons du granite à deux micas de St-Sylvestre provenant de la région de Margnac (zone Ouest). (tableaux n° 24, 25, 28).

Pour ce qui concerne la répartition des éléments en traces considérées, il paraît en fin de compte assez logique de supposer que le granite de Chateauponsac présente des caractères intermédiaires entre ceux du granito-gneiss et ceux de la zone Ouest de St-Sylvestre.

- La signification de ce granite à grain fin

Le granite de Chateauponsac diffère essentiellement du granite de la Brame par la texture et la paragenèse. Compte tenu de leurs relations spatiales et du fait que leurs

	Echantillonnage B Ensemble de l'échantillonnage n=42 (roches de surface)				Sondage CS 1 - Chateauponsac n = 49 (roche non altérée profonde)			
	Valeur minimum	Valeur maximum	Moyenne	Ecart- type	Valeur minimum	Valeur maximum	Moyenne	Ecart- type
SiO ₂	71,40	74,60	73,03	0,89	72,30	74,70	73,59	0,56
Al ₂ O ₃	13,40	15,40	14,54	0,44	13,80	15,00	14,36	0,26
FeO	} 0,98	} 2,20	} 1,60	} 0,27	} 1,04 $\frac{0,61}{(n=12)}$ 0,25 (n=12)	} 1,78 $\frac{0,85}{(n=12)}$ 0,95 (n=12)	} 1,37 $\frac{0,76}{0,55}$	0,16
Fe ₂ O ₃								
MnO	0,01	0,19	0,03	0,13	0,02	0,05	0,03	
MgO	tr.	0,50	0,24	0,13	tr.	0,89	0,15	0,17
CaO	tr.	0,98	0,43	0,18	0,29	0,94	0,57	0,11
Na ₂ O	2,44	3,70	3,00	0,33	3,37	3,71	3,52	0,075
K ₂ O	3,99	6,32	5,18	0,45	4,74	5,40	5,03	0,15
TiO ₂	tr.	0,34	0,18	0,07	0,10	0,25	0,16	0,04
P. F.	0,33	1,97	1,37		0,79	1,07	0,94	0,069
Total			99,60				99,72	
P ₂ O ₅					0,33	0,35	0,34 (n=15)	

Tableau n° 31 - Composition chimique du granite à grain fin et à deux micas de Chateauponsac - Teneurs moyennes en éléments majeurs pour l'ensemble des prélèvements de surface (échantillonnage B) et dans la partie non altérée profonde du sondage CS 1 de Chateauponsac.

que leurs compositions en éléments majeurs sont pratiquement identiques, il ne semble pas qu'ils tirent leur origine de la granitisation de niveaux différents. Cependant, des granites voisins de celui de Chateauponsac, à muscovite et andalousite, ont été décrits par M. RAVIER et M. CHENEVOY (1966) dans la série métamorphique du Mont Pilat, où ils sont associés à des leptynites dont ils dériveraient selon ces auteurs directement par fusion anatectique. Nous verrons effectivement que les résultats concordent quant aux conditions de pression et de température dans lesquelles tous ces granites à andalousite ont cristallisé. Cependant, il n'y a à notre connaissance aucun vestige de leptynites dans le domaine considéré qui pourrait accréditer l'hypothèse d'une liaison génétique entre le granite de Chateauponsac et un faciès métamorphique de ce type.

Si on considère l'ensemble du massif de St-Sylvestre, les faciès à grain fin à deux micas ont incontestablement une signification zonale. Très abondants dans le domaine granito-gneissique, ils persistent en moins grand nombre dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre pour disparaître à l'Ouest. C'est dans le cadre plus général de l'évolution des phases de cristallisation primaires en fonction des conditions thermodynamiques de la granitisation que sera interprétée la paragenèse particulière au granite de Chateauponsac.

V - ETUDE GEOCHIMIQUE COMPARATIVE DU GRANITE DE SAINT-SYLVESTRE ET DU GRANITE DE LA MARCHE POUR DES DEGRES DE DIFFERENCIATION EQUIVALENTS - EXTENSION A D'AUTRES MASSIFS - CLASSEMENT DES MASSIFS DE GRANITE A DEUX MICAS D'APRES LES STADES DE DIFFERENCIATION CORRESPONDANTS

Dans les deux principaux granites à deux micas étudiés, celui de la Marche et celui de St-Sylvestre, une succession de faciès ou de zones marqués par une sodification croissante a été observée.

Un parallélisme entre ces faciès ne peut être esquissé que sur la base de caractères pétrographiques dont l'apparition tout au moins ne dépend pas de la composition en éléments majeurs susceptibles de fluctuations indépendantes de la différenciation observée. Nous retiendrons deux caractères qui paraissent liés avant toutes choses aux conditions thermodynamiques dans lesquelles s'est effectuée la cristallisation, les perthites d'albite mâclée dans le feldspath potassique et la structure microgrenue. En fonction de ces deux critères, la comparaison entre les différents faciès des deux granites apparaît assez sûre (tableau n° 32).

Un problème se pose immédiatement. Les massifs de St-Sylvestre et de la Marche comportent tous deux un faciès microgrenu. Celui de la Marche appartient à tout un ensemble granitique à albite seule, sans oligoclase, ce qui n'est pas le cas pour le microgranite du massif de St-Sylvestre. La disparition de l'oligoclase au niveau des faciès microgrenus dans la Marche marque-t-elle un degré de différenciation plus fort, ou traduit-elle des différences chimiques originelles sans rapport avec cette différenciation ? C'est un problème parmi d'autres semblables. Leur résolution nécessite une comparaison chimique précise des faciès équivalents repérés dans chaque ensemble granitique.

	Marche Ouest	Marche Centrale	Crozant	Saint-Sylvestre
1/ Zone sans perthites mâclées	Faciès de Dompierre		Bordure Sud du massif	Zone Ouest (Les Brugeauds - Margnac)
2/ Zone avec perthites mâclées	Faciès à albite et oligoclase	Toute la Marche Centrale	Région du Nord du massif	Zone Est (zone à microcline quadrillé et dôme de St-Goussaud)
3/ Zone comprenant des faciès microgrenus	Faciès à albite parfois à muscovite seule avec roches microgrenues associées			Faciès microgrenu près de la Jonchère

Tableau n° 32 - Les faciès pétrographiques équivalents des granites à deux micas de la Marche et de St-Sylvestre.

A - COMPARAISON CHIMIQUE ENTRE LE GRANITE DE St-SYLVESTRE ET LE GRANITE DE LA MARCHE

Le fait le plus marquant est la différence qui concerne le sodium et le potassium ; elle apparaît aussi bien au niveau de chacun des massifs dans son ensemble qu'au niveau de chacun des faciès pétrographiques qui les composent (voir les tableaux n° 21 et 29). En l'absence d'échantillonnages profonds en roche saine dans le massif de la Marche, la comparaison ne peut être effectuée que pour des roches de surface, mais le résultat ne fait aucun doute. Alors que les teneurs moyennes en silice sont pratiquement égales et proches de 72,50 % dans l'ensemble du granite à deux micas de la Marche Ouest et dans le granite de St-Sylvestre, pour le premier les teneurs moyennes en Na_2O et K_2O sont respectivement égales à 3,37 % et 4,65 %, pour le second elles sont égales à 3,08 % et 5,13 %. Dans le massif de St-Sylvestre, les teneurs en Na_2O et K_2O varient respectivement en roche saine entre 3,10 et 3,40 % (Na_2O) et entre 5,60 et 4,60 % (K_2O) suivant les faciès (tableau n° 22). Pour des roches prélevées en surface, les valeurs moyennes correspondant aux différents faciès du granite de la Marche Ouest s'échelonnent entre 3,18 % et 4 % pour Na_2O et entre 4,70 % et 3,80 % pour K_2O (tableau n° 29) ; les teneurs réelles en Na_2O dans la roche saine doivent être encore plus élevées. La différence moyenne ne paraît pas devoir être inférieure à 0,30 % pour chacun des deux éléments. C'est la raison pour laquelle sur les diagrammes de H. de la ROCHE où interviennent les paramètres $(\text{K} + \text{Ca}) - \text{Na}$ (figure 20) ou $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ (figure 21) en abscisse, le domaine du granite de la Marche est décalé vers l'Ouest par rapport à celui du granite de St-Sylvestre. Cela indique également que la présence d'albite seule et la disparition de l'oligoclase dans la zone 3 du granite de la Marche ne correspondent pas nécessairement à un degré de différenciation plus marqué par rapport à la zone 3 du granite de St-Sylvestre.

Les éléments en traces sont intéressants à considérer, car si certains sont influencés par cette différence dans la composition des éléments majeurs, d'autres ne

paraissent pas l'être (voir les tableaux n° 25 et 30).

Parmi ces derniers, l'étain est le plus remarquable. Il varie dans chacun des deux ensembles suivant le degré de différenciation, et ses teneurs dans les zones pétrographiques équivalentes sont tout-à-fait comparables. Il semble qu'il en soit de même pour le béryllium, qui pose cependant un problème d'un autre ordre. Sa teneur n'augmente pas dans le faciès à albite et muscovite seules du granite de la Marche, auquel sont associées des roches microgranitiques, alors que les mêmes roches dans le massif de St-Sylvestre présentent des teneurs en béryllium nettement plus élevées que celles des autres zones. Mais ces roches microgranitiques peuvent avoir une composition particulière, et l'échantillon correspondant dans la Marche n'a pas été analysé.

Les teneurs d'ensemble du gallium et du zinc dans chacun des deux granites paraissent équivalentes. Quant au cuivre et au vanadium, leurs teneurs dans les granites à deux micas sont trop faibles pour pouvoir déceler une différence éventuelle.

D'autres éléments analysés sont apparemment influencés par les différences de composition en sodium et potassium. C'est le cas bien sûr pour le rubidium, toujours associé étroitement au potassium. La teneur en rubidium du granite de la Marche Centrale, à Champsanglard, est inférieure même à celle du granito-gneiss de la Brame, et a fortiori, à celle du granite à deux micas de St-Sylvestre quelle que soit la zone considérée.

Il est difficile de se prononcer quant au césium et au lithium. Par contre, un certain décalage apparaît avec le baryum, le strontium et le plomb, avec des teneurs dans la zone 2 de la Marche qui sont équivalentes à celles de la zone 1 de St-Sylvestre. Le granite de la Marche dans son ensemble serait donc enrichi légèrement en ces éléments, en corrélation peut-être avec des variations imperceptibles d'éléments tels que le calcium ou le fer.

Il reste le cas du bore. Bien que le granite de la Marche contienne de la tourmaline, seul l'échantillon de la Marche Centrale (Champsanglard) se distingue par une teneur plus élevée en bore. En fait, cela montre simplement que la tourmaline est répartie très irrégulièrement dans le massif, parfois concentrée dans certains faciès comme il a été dit plus haut, et il est bien certain que dans l'ensemble le granite de la Marche est plus riche en bore que celui de St-Sylvestre.

° Le granite de Crozant

Sur le diagramme $(K + Ca) - Na$, $Si/3 - (Na + K + Ca/3)$ (figure n° 20) les échantillons du granite de Crozant sont bien groupés dans la partie Ouest du domaine qui correspond au granite de la Marche. Cela correspond à son degré de différenciation, mais il apparaît cependant, à acidité égale, que sa teneur en K_2O est légèrement supérieure à celle du granite de la Marche, comme nous l'avons signalé plus haut. D'autre part, l'échantillon prélevé sur la bordure Sud du massif de Crozant a des teneurs en strontium et plomb comparables à celle de la zone équivalente sans perthites mâclées du massif de St-Sylvestre. Une certaine tendance vers la composition chimique de granites "type St-Sylvestre" paraît donc se manifester, ce qui peut être mis en relation avec le mode de gisement du granite de Crozant.

Bien que caractérisés tous deux par un mode de différenciation identique, le granite de St-Sylvestre et le granite de la Marche apparaissent donc assez différents sur le plan chimique. C'est un fait que nous avons signalé dès l'introduction de cette étude sur



Figure 21 - Les granites à deux micas de St-Sylvestre et de Chateauponsac dans le diagramme $\text{Si}/(3-(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}/3))$, $\text{K}-(\text{Na}+\text{Ca})$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec la position des granites à deux micas de la Marche et de Crozant.

les granites à deux micas, et nous avons vu qu'à ces différences chimiques correspondaient également des conditions de gisement différentes. Il nous est possible maintenant de résumer ce qui caractérise pour l'essentiel le granite de la Marche aussi bien sur le plan pétrographique que sur le plan chimique.

Le granite de la Marche est à texture généralement cataclastique. Le feldspath potassique est un microcline quadrillé et les phénomènes de microclinisation des plagioclases sont courants. C'est aussi un granite à tourmaline, ce qui n'est pas le cas du granite de St-Sylvestre. Par rapport à ce dernier, il est beaucoup plus sodique et moins potassique. Pour ce qui concerne les éléments en traces, il est notablement plus pauvre en rubidium. Les termes les plus différenciés sont à albite seule, ce qui n'est pas le cas des faciès équivalents dans le granite de St-Sylvestre, et peut-être vraisemblablement rapporté à la teneur en sodium plus élevée.

B - COMPARAISON AVEC D'AUTRES MASSIFS DE GRANITES A DEUX MICAS

Les deux granites précédents étant pris comme modèles pour une certaine composition chimique, il importe de voir comment se placent d'autres granites à deux micas par rapport à eux. La comparaison est facilitée par le cas des granites étudiés au Centre de Recherches Radiogéologiques par le fait que les mêmes méthodes ont été utilisées et les mêmes critères de différenciation adoptés. Ce sera l'occasion également de montrer que ceux-ci peuvent être appliqués à d'autres massifs, ce qui permet des comparaisons valables ; ce dernier problème a été déjà traité par J. BARBIER et G. RANCHIN (1969 b) et par J.P. RENARD (1969).

1°) Massifs du Nord-Limousin

a - Le massif de Cognac-le-Froid

Au Sud-Ouest du massif de St-Sylvestre, le granite à deux micas réapparaît avec le massif de Cognac-le-Froid, intrusif dans un complexe de roches métamorphiques où dominant les embréchites stratoïdes, et s'interrompant à l'Ouest contre la faille de Nantiat. Plus de 230 échantillons ont été prélevés sur ce massif. Il s'est révélé comparable en majeure partie à la zone Ouest sans perthites mâclées du granite de St-Sylvestre, avec notamment une zone à muscovite losangique étendue, mais la bordure Sud est caractérisée par l'apparition de microcline quadrillé et un début de cristallisation des perthites mâclées (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). L'apparition de microcline quadrillé conjointement avec cette texture particulière des perthites est tout-à-fait comparable à ce qui est observé dans le massif de St-Sylvestre, et relève l'intérêt du premier de ces critères. Les caractéristiques chimiques du granite de Cognac-le-Froid sont identiques à celle du granite de St-Sylvestre, à ceci près qu'il apparaît régulièrement un peu plus riche en calcium. Sur les diagrammes chimico-minéralogiques, les domaines qui correspondent à ces deux granites et à celui de Chateauponsac se recouvrent très largement (figure n° 17). Il est donc aisé de conclure que le granite de Cognac-le-Froid est du même type chimique que celui de St-Sylvestre.

b - Le massif des Monts de Blond

Le granite des Monts de Blond recoupe au Nord les gneiss qu'il larde de filons et au Sud le granite à biotite de Vaulry parcouru près du contact de filons de granite et de pegmatite à muscovite (M. CHENEVOY - 1958). Il est limité au Sud-Ouest par un grand accident quartzique, la faille d'Oradour. Ce granite a été étudié de façon détaillée par J. BARBIER (1967) qui a distingué deux zones principales disposées de façon semi-concentrique :

- une zone à quartz globuleux, avec parfois des roches d'aspect microgranitique, exempte de toute action tectonique, enrichie dans son ensemble en étain et appauvrie en baryum ;
- une zone à quartz polycristallin et engrené, à texture cataclastique, avec des albites et des muscovites tordues.

Les deux zones sont à albite seule et à perthites mâclées. Des minéralisations en wolfram et étain sont connues sur le pourtour du massif, dans le granite à biotite et les gneiss. Leur présence est en accord avec le stade de différenciation atteint. L'ensemble de ce granite pourrait correspondre à la zone 3 de la Marche, à albite seule, comportant des roches d'aspect microgrenu, ou aux zones 2 et 3 de St-Sylvestre.

Les teneurs moyennes en Na_2O des différents faciès données par J. BARBIER s'échelonnent entre 3,70 et 4,08 %, et les teneurs moyennes en K_2O entre 4,07 et 4,83 %, pour des teneurs en silice de l'ordre de 73 à 74 %. En se basant sur le sondage de Bellezanne dans la zone à perthites mâclées du granite de St-Sylvestre, une teneur en silice de l'ordre de 74 % correspondrait dans ce granite à une teneur en Na_2O voisine de 3,30 %. Il est donc possible que le granite de Blond soit plus sodique que celui de St-Sylvestre, se rapprochant en cela du granite de la Marche, mais ce n'est pas certain. En effet, comme nous l'avons indiqué, l'ensemble du granite de Blond est susceptible d'entrer dans la zone 3 de différenciation, assez mal représentée dans l'échantillonnage effectué sur le granite de St-Sylvestre.

Il existe trois faciès dans la zone à quartz globuleux qui déterminent une structure annulaire. Cette disposition s'expliquerait selon J. BARBIER par une structure en coupole qui aurait pris naissance à la suite d'une réorganisation post-tectonique et serait plus récente que le granite à texture cataclastique. A la différence des types de coupole classiques que nous décrirons plus loin, les modifications minéralogiques et géochimiques apparaissent cependant restreintes. Comme d'autre part le massif se raccorde à la dislocation d'Oradour par une zone laminée, il est toutefois possible qu'une évolution dans le temps accompagne l'évolution constatée dans l'espace, depuis des conditions de gisement "syncinématique" jusqu'à des conditions de gisement "atectonique". Comme le souligne J. BARBIER, il existe de nombreux points communs entre ce granite de Blond et les granites "en lobe" décrits par J. COGNE (1960) en Bretagne Méridionale et qui se développent à partir de bandes granitiques laminées jalonnant une dislocation. C'est d'ailleurs un argument pour rapprocher le massif de Blond des granites de la Marche ; son mode de gisement, son orientation sont d'ailleurs comparables à ceux du lobe granitique de St-Sulpice-les-Feuilles, mais le degré de différenciation n'est pas le même.

c - Les massifs de la Marche Orientale et le massif d'Echassières

Le granite à deux micas de la Marche, qui forme une étroite bande laminée au Nord de la partie Ouest du massif de Guéret, s'élargit au-delà de la faille d'Ahun suivant un lobe qui s'écarte de la dislocation de Boussac. Ce lobe est en contact à l'Ouest avec le granite porphyroïde à biotite de Chanon, qui représente peut-être un faciès du granite de Guéret. Aux endroits où le granite à deux micas à grain fin de Toul-Ste-Croix n'est pas interposé entre eux, le passage entre le granite à biotite et le granite à deux micas tel que nous avons pu le voir sur le terrain paraît assez progressif. Cette région fait l'objet actuellement d'une étude particulière dans le cadre d'une action concertée entre le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Le granite de la Marche, appelé ici granite de St-Sylvain, garde dans cette partie de la chaîne son caractère très sodique comme le montre la composition chimique qui en a été donnée par P. ISNARD et H. de la ROCHE (1968).

Toujours plus à l'Est, et au milieu du granite de Chanon, il faut évidemment rappeler la présence du granite de Montebras. C'est un granite à albite et à muscovite, qui, selon G. AUBERT (1968), forme une coupole à structure annulaire qui couronne un apex microgranitique. L'affleurement dégagé par l'érosion occupe une superficie restreinte. Toujours selon G. AUBERT, c'est une roche à grain fin avec des lattes d'albite et de muscovite, des plages intersticielles de microcline et des porphyroblastes de quartz qui englobent les autres minéraux. Les principales minéralisations de Montebras sont localisées au toit de la coupole, dans une couche de contact presque continue, soit pegmatitique et riche en orthose, soit quartzreuse, soit formée d'un greisen. C'est le cas pour la cassitérite, l'amblygonite et les micas lithinifères. Le granite lui-même renferme un peu de cassitérite, et des niobotantalites, ainsi que de la topaze.

Le granite de Montebras est isolé dans le granite de Chanon, à 4 km environ à l'Est du grand massif de granite à deux micas de la Marche Occidentale et à 2 km à l'Ouest du petit massif de Grand Roche. Mais le fait qu'il se place au-dessus du faciès microgranitique, l'importance des minéralisations associées montrent qu'il correspond à un stade de sodification plus marqué que les roches microgranitiques à quartz porphyrique qui n'a pas été reconnu dans le massif de St-Sylvestre ou dans la Marche Occidentale.

Toujours selon G. AUBERT, ces granites à mica blanc en coupole apparaissent comme des satellites des granites à deux micas. Ils sont très riches en phosphore, fluor, lithium, étain, béryllium, niobium et tantale. Trois types de disposition structurale vis à vis des corps de granite à deux micas sont donnés :

- disposition externe ; c'est le cas de Montebras.
- disposition tangentielle : c'est le cas pour le granite de Beauvoir qui affleure sur la bordure Sud du massif d'Echassières. Celui-ci est intrusif dans les micaschistes de la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule.
- disposition interne : la coupole de granite à muscovite est emboîtée dans le massif de granite à deux micas.

J. LAMEYRE (1966) a donné une description détaillée du massif d'Echassières, où il reprend la plupart des travaux effectués auparavant. Il apparaît que la masse principale du massif est formée par un granite à gros grain à texture équante, à albite seule et à quartz dihexaédrique, le granite des Colettes. Dans les perthites, en plus des

films d'exsolution, l'albite formerait des nuages à contours flous et en dents de scie. Comme le pense J. LAMEYRE, il pourrait bien s'agir dans ce cas d'une véritable albitisation des feldspaths potassiques. Le granite d'Echassières comprend un faciès plus fin, d'aspect microgrenu, porphyrique, à phénocristaux de quartz dihexaédrique et de feldspaths, avec lequel nous sommes maintenant familiarisés. J. LAMEYRE a observé son passage à une roche typiquement aplitique, à grain fin compris entre 0,1 et 1 mm ; aussi l'a-t-il désignée sous le nom d'aplite porphyrique.

La "coupole" de Beauvoir, au Sud du massif, est constituée en fait par une albitite, constituée d'albite, de lépidolite et de quartz, auxquels s'ajoutent les minéraux suivants : orthose, topaze, apatite, amblygonite, fluorine, ferbérite, cassitérite, néotantalite et béryl (d'après la description donnée par G. AUBERT, A. AUTEAN et L. BURNOL - 1965). L'albitite de Beauvoir serait postérieure au granite des Colettes qu'elle enclave.

Le massif d'Echassières dans son ensemble présenterait donc un degré de différenciation (ou sodification) très poussé, qui correspondrait à la zone 3 de la Marche ou du massif de Blond, avec en plus un stade d'évolution plus marqué qui consiste en la mise en place de l'albitite de Beauvoir. C'est aussi à ce stade que se rattache le granite de Montebbras, et d'une manière générale les petites coupoles de granite albitique à mica blanc (muscovite ou lépidolite), topaze, cassitérite, etc ... Ces roches sont souvent greisenisées.

D'après les analyses qui nous sont données par J. LAMEYRE, compte tenu de sa teneur en silice ($\approx$ 73 %), le granite des Colettes apparaît beaucoup plus pauvre en potassium comparativement au granite de St-Sylvestre. Les teneurs en K_2O sont en effet inférieures à 4 %. Des différences chimiques apparaissent donc ici également qui sont indépendantes du degré de différenciation.

2°) Le massif de Mortagne en Vendée.

Le massif uranifère de Mortagne, en Vendée, fait l'objet depuis quelques années d'études menées en commun par le Commissariat à l'Energie Atomique et le Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy. Une mise au point sur ces études vient d'être faite par J.P. RENARD (1969) ; il est intéressant de s'y référer, encore que nous ne pourrions le faire que brièvement de manière à ne pas trop alourdir ce texte.

Mis à part les granites hétérogènes migmatitiques qui forment la bordure Sud du massif, le batholite de Mortagne est formé essentiellement par un granite à deux micas qui, selon J.P. RENARD, comprend deux faciès principaux :

- un granite orienté, porphyroïde ou à gros grain, à oligoclase basique, avec une texture cataclastique qui dénoterait une mise en place syncinématique ;
- un granite à texture équante, à albite prédominante et oligoclase acide, plus riche en muscovite que le précédent, avec des facules abondantes et des lattes d'albite fraîche dans le feldspath potassique. La plupart des indices de wolfram et d'étain que comporte le massif sont localisées dans cette zone ou à proximité.

La zonalité ainsi dégagée est comparable à celle du massif de St-Sylvestre et ces deux granites peuvent être mis en parallèle avec la zone 1 (Ouest) et la zone 2 (Est) de St-Sylvestre. Il existe cependant des différences d'ordre pétrographique. Le microcline quadrillé est présent dans tout le massif de Mortagne, et c'est même, selon J.P. RENARD,

	St-Sylvestre 1	Marche 2	Cognac-le Froid 3	Monts de Blond 4	Echassières 5	Montebras 6	Mortagne 7
Stade 1 Absence de perthites mâclées	Zone Ouest (Brugauds- Maignac)	Faciès de Dompierre	Zone Nord-Est et faciès à muscovite losangique				Granite orienté à oligoclase basique
Stade 2 Présence de perthites mâclées	Zone Est (St-Léger-la Montagne St-Goussaud)	Oligoclase et albite	Alb., perthites mâclées et quartz poly- cristallin				Text. équante, oligocl. acide et alb., musco- vite prédom.
Stade 3 Présence de roches micro- granitiques		Alb. seule parfois musc. seule av. roches microgran. et apl. à musc., grenat, tourmaline		Quartz glob. avec roches micrograni- tiques	Granite des Colettes ?		Granite à grain fin à tourmaline
Stade 4 Albitites ou roches à grain fin à compo- sition voisine					Albite de Beauvoir	Granite à gr. fin à muscovite et albite	

Tableau n° 33

- Les différents stades de différenciation des granites à deux micas et les zones correspondantes dans les massifs considérés. Les stades 1 à 4 correspondent à une sodification croissante. (d'après les travaux de J. BARBIER et G. RANCHIN (1, 3), K. KURTBAS et G. RANCHIN (2), J. BARBIER (4), J.P. RENARD (7) effectués au Centre de Recherches Radiogéologiques). Les données relatives aux massifs d'Echassières et de Montebras sont tirées des études de G. AUBERT (1968) et J. LAMEYRE (1966).

le seul feldspath potassique dans le granite orienté. C'est un point de rapprochement avec le granite de la Marche, en liaison évidente avec le mode de gisement syncinématique. Comme dans le granite de la Marche, il existe également un faciès aplitique à tourmaline abondante, à albite seule, avec très peu de biotite, qui a été observé au Nord-Est du granite à texture équante. Par rapport à ce granite, le faciès aplitique est plus riche en silice et en sodium, et il correspond à un stade de sodification plus marquée.

Le granite de Mortagne, pour un même stade de différenciation, présente des teneurs en K_2O comparables à celles du granite de St-Sylvestre, mais les teneurs en Na_2O paraissent plus élevées, avec des valeurs moyennes en roche saine qui s'échelonnent entre 3,30 et 3,50 % (com. orale de J.P. RENARD).

Ainsi, sur beaucoup de points, mode de gisement, composition chimique, caractères pétrographiques, le granite de Mortagne présente des caractères intermédiaires entre ceux des massifs de St-Sylvestre et de la Marche et il permet ainsi d'établir un lien supplémentaire entre eux.

C - PERSPECTIVES OUVERTES PAR L'ETUDE COMPARATIVE DES MASSIFS DE GRANITES A DEUX MICAS

Cet aperçu rapide qui a été donné de plusieurs massifs de granite à deux micas montre qu'ils sont constitués par un ou plusieurs des faciès qui caractérisent les grandes masses batholitiques que sont le granite de St-Sylvestre ou celui de Mortagne et qui correspondent à des stades de différenciation et de sodification successifs. En outre, un stade d'évolution plus marqué, qui paraît ne pas exister dans le massif de St-Sylvestre, correspond aux albitites à grain fin ou aux roches à composition voisine qui forment de petites coupoles à Montebbras et à Echassières. En se limitant à la stricte observation, par comparaison avec ce qui est visible dans les grands batholites, de petits massifs tels celui des monts de Blond, Echassières et à l'extrême Montebbras peuvent correspondre en entier à un ou deux des stades de différenciation les plus marqués sans qu'apparaissent les stades antérieurs, mais il n'est pas impensable qu'ils puissent se raccorder à ceux-ci en profondeur.

Une vue comparative des différentes zones pour les massifs du Nord-Limousin est présentée sur la figure n° 38, qui complète ainsi la comparaison déjà esquissée antérieurement (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Sur le tableau n° 33, en face des quatre stades de différenciation reconnus, les zones correspondant aux différents massifs considérés ou les massifs eux-mêmes s'ils correspondent à un stade unique sont reportés.

Un fait nouveau est la certitude que nous avons acquise de l'existence de variations chimiques parfois très marquées entre différents massifs pour des stades de différenciation comparables. Le meilleur exemple en est fourni par le granite de St-Sylvestre et le granite de la Marche, le premier étant beaucoup plus potassique et beaucoup moins sodique avec aussi des différences dans la composition en certains éléments à l'état de traces (Sr, Pb et surtout Rb). L'étain, le béryllium ne sont apparemment pas affectés, et leur teneur ne dépendrait que du stade de différenciation. La composition du massif de Mortagne paraît intermédiaire entre celle des granites précédents. Pour les autres massifs, il n'est guère possible de les rattacher à l'un ou l'autre de ces deux types, mais il existe visible-

ment des différences de composition entre tous ces granites à deux micas qui ne dépendent pas du degré de différenciation atteint, notamment si on considère les proportions respectives des alcalins pour une teneur en silice donnée.

En partant du granite de la Marche et du granite de St-Sylvestre, qui correspond à des cas extrêmes, nous essaierons dans le prochain chapitre de rechercher les facteurs qui peuvent expliquer cette différence.

VI - SUR LA PARENTE GEOCHIMIQUE ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS ASSOCIES - VARIATIONS DES ELEMENTS DANS LES SEQUENCES EVOLUTIVES RESPECTIVES

Nous avons vu qu'il existait une parenté évidente entre les valeurs du paramètre $K - (Na + Ca)$ dans les différents massifs de granite à deux micas et dans les granites à biotite qui leur sont géographiquement associés. Nous venons de montrer que le granite de la Marche présente un rapport Na_2O/K_2O plus élevé que celui du granite de St-Sylvestre pour un même degré de différenciation. Dans quelle mesure cette différence peut-elle être mise en parallèle avec la composition des granites à biotite associés, et quelles sont les variations chimiques qui assurent le passage de ces derniers aux granites à deux micas, c'est ce que nous avons cherché à mettre en évidence avec les tableaux 34 à 37. Sur ces tableaux sont reportées généralement les valeurs extrêmes et les valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs et en éléments à l'état de traces d'une part dans les séquences évolutives des granites à biotite "type Guéret" et du granite à deux micas de la Marche, d'autre part dans celles du granito-gneiss de la Brame et du granite à deux micas de St-Sylvestre. Pour les granites "type Guéret" et le granite à deux micas de la Marche, les valeurs extrêmes des éléments majeurs correspondent aux compositions moyennes des faciès placés aux poles des deux séquences. Pour le granito-gneiss de la Brame, ce sont les compositions moyennes en éléments majeurs dans les deux sondages effectués qui sont données ; nous pensons qu'elles sont assez représentatives du granite dans son ensemble. Mais il ne faut pas oublier qu'il existe au Nord un faciès beaucoup plus mélanocrate, qui est un terme de convergence avec le granite de Guéret. Sur le tableau n° 35, nous avons donné d'ailleurs sa composition approchée en ce qui concerne les éléments en traces. Pour le granite à deux micas de St-Sylvestre, ce sont les teneurs moyennes extrêmes des éléments majeurs calculées à partir des sondages qui sont indiqués dans chaque zone, ainsi que les valeurs extrêmes des éléments en traces relevées dans ces mêmes sondages. Il est relativement facile alors d'extrapoler la composition moyenne des deux zones réunies pour une comparaison avec le granito-gneiss, mais cela n'aurait qu'une valeur relative car la zone microgranitique n'est pas représentée, et l'importance relative des différentes zones dans la troisième dimension est inconnue. Il vaut mieux s'en tenir à des résultats approchés mais sûrs.

Notre argumentation est ainsi basée pour les granites du Massif de St-Sylvestre sur des teneurs qui sont exclusivement celles de la roche saine profonde (sauf pour les éléments en traces dans le faciès de convergence avec le granite de Guéret). Il n'a pas été possible de faire de même pour les granites "type Guéret" et les granites de la Marche, ce qui est très gênant pour le bilan du sodium.

	Sondage FS Faciès à sillimanite prismatique (St-Jouvent)	Sondage CS 2 Faciès à sillimanite fibreuse (Compreignac)	Zone Ouest (sans perthites mâclées)	Axe de sodification	Zone Est (avec perthites mâclées)
SiO ₂	71,70 %	72,90 %	72,20 - 73,20 %	↗	72 - 74 %
Al ₂ O ₃	15 %	14,45 %	14,50 - 14,70 %		14,20 - 14,90 %
Fe ₂ O ₃	1,65 %	1,40 %	1,50 - 1,80 %	↖	1 - 1,60 %
MnO	0,01 %	0,03 %	0,02 - 0,04 %		0,03 - 0,05 %
MgO	0,45 %	0,25 %	0,20 - 0,50 %	↖	0,15 - 0,45 %
CaO	1,20 %	0,80 %	0,55 - 0,95 %	↖	0,65 - 1,15 %
Na ₂ O	3,45 %	3,50 %	3,10 - 3,40 %	↗	3,35 - 3,45 %
K ₂ O	5,15 %	5,10 %	5,10 - 5,65 %	↖	4,60 - 5,10 %
TiO ₂	0,25 %	0,10 %	0,20 - 0,30 %	↖	0,20 - 0,30 %
F ₂ O ₅		0,33 %	0,35 - 0,37 %		0,33 - 0,36 %
H ₂ O +			0,70 - 0,87 %		0,64 - 0,74 %
H ₂ O -			0,09 - 0,12 %		0,16 %
CO ₂			0,10 - 0,12 %		0,16 - 0,19 %

Tableau n° 34 - Comparaison des teneurs moyennes en éléments majeurs des deux principaux faciès du granito-gneiss de la Brame dans les sondages CS 2 et FS avec les valeurs moyennes extrêmes relevées dans les sondages effectués dans chacune des deux zones principales du granite à deux micas de St-Sylvestre (le sens de variations est calculé d'après les teneurs moyennes des zones et non d'après ces valeurs extrêmes).
Echantillonnage prélevé en roche saine profonde.

A - MODALITES DES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LE GRANITO-GNEISS DE LA BRAME ET LE GRANITE A DEUX MICAS DE St-SYLVESTRE

Il serait vain avec les données qui sont en notre possession de vouloir rechercher une différence de composition chimique moyenne au niveau des éléments majeurs entre l'ensemble du granito-gneiss de la Brame et l'ensemble formé par les deux principales zones du granite à deux micas de St-Sylvestre. Mais, malgré le passage progressif entre les deux granites observés sur le terrain, malgré aussi cette analogie dans la composition moyenne, il n'y a pas continuité chimique entre les deux granites. Nous avons vu déjà que les diagrammes chimico-minéralogiques montraient une discordance dans les tendances évolutives, avec un renversement des tendances alcalines. Les données analytiques brutes sont également révélatrices d'une discontinuité chimique. Si on met de côté le faciès de convergence avec le granite de Guéret, d'une extension restreinte en surface, le granite de la Brame présente une certaine homogénéité en grand. Au contraire, le granite de St-Sylvestre se caractérise par un processus de différenciation très marqué, avec donc une distribution ou une redistribution des éléments majeurs tout à fait différente. Une conséquence de ce phénomène, c'est que par exemple le granite de la zone Ouest de St-Sylvestre est plus potassique que le granito-gneiss ; celui de la zone Est au contraire est moins potassique que le granito-gneiss.

Si au niveau des éléments majeurs seule une discontinuité dans les tendances évolutives est apparente, au niveau de certains éléments en traces, la différence porte sur les compositions moyennes. C'est ainsi que le granite à deux micas est nettement enrichi en étain, béryllium, tantale, alcalins rares (lithium, rubidium, césium), peut-être aussi en bore (tableau n° 35, voir aussi le tableau n° 25). Cet enrichissement est sensible dès la zone Ouest de St-Sylvestre, même s'il n'est pas toujours très prononcé, et il devient plus fort dans la zone Est.

Le baryum, le strontium et le plomb ont un comportement analogue. Les valeurs trouvées dans la zone Ouest du granite de St-Sylvestre se rapprochent de celles qui caractérisent le faciès commun du granito-gneiss, à sillimanite fibreuse. Ils diminuent nettement dans la zone Est. Par conséquent, en moyenne, leur teneur est plus forte dans le granito-gneiss, et c'est bien ce que montrait le tableau n° 24 où sont indiquées des compositions moyennes en éléments à l'état de traces des différents faciès granitiques du massif de St-Sylvestre. Donc, là aussi, nous avons des différences de composition entre le granito-gneiss et le granite à deux micas dans son ensemble.

Le cuivre a un comportement tout-à-fait remarquable. Il augmente avec la sodification dans le granite à deux micas, donc avec le caractère leucocrate, alors que dans le granito-gneiss et dans les granites à biotite en général, il suit les éléments ferromagnésiens. C'est un autre exemple de la discontinuité chimique qui existe entre les principaux ensembles du massif de St-Sylvestre.

B - MODALITES DES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LES GRANITES A BIOTITE "TYPE GUERET" ET LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE

Il existe naturellement une différence très nette entre la composition moyenne des granites à biotite "type Guéret" et celle du granite à deux micas de la Marche. Les premiers sont plus pauvres en silice, et plus riches en éléments ferromagnésiens et en

	Faciès de convergence avec le granite de Guéret (éch. T 107)	Faciès à silli- manite fibreuse Sondage CS ₂ Compreignac	Faciès occidental (Margnac - Brugeauds) sans perthites mâclées	Axe de sodification	Faciès oriental à perthites mâclées
Baryum	545	340	190 - 330		165 - 250
Strontium	125	52	22 - 53		15 - 25
Cuivre	5	< 3	< 3		< 3 - 5
Vandium	20	< 10	< 10 non dosable		
Plomb	27	26	18 - 32		11 - 17
Zinc	50	68	42 - 103	Répartition sensiblement homogène	42 - 70
Gallium	20	25	21 - 25	Répartition sensiblement homogène	22 - 26
Béryllium	4	4	11 - 26		9 - 27
Etain	5	8	13 - 16		30 - 50
Tantale	Valeurs min. et max. et moyenne pour 5 éch. surface	0,8-3,9 m = 2,5	1,9 - 7,60		7,7 (éch. B 108) 14 (éch. B 114)
Bore		5 - 10 m = 7,2	5 (éch. B 108)		25 (éch. B 114)
Rudibium	?	40	490 - 700		700 - 900
Lithium	?	100	160 - 280		280 - 460
Caesium	?	< 20	20 - 48		64 - 100
K/Rb	?	127	75 - 115		51 - 71
Rb/Ba	?	1,30	1,6 - 3,70		3,20 - 5

Tableau n° 35 - Comparaison des valeurs extrêmes de quelques éléments en traces relevées respectivement dans la séquence évolutive du granito-gneiss de la Brame et dans celle (incomplète) du granite à deux micas de St-Sylvestre. Pour le granite à deux micas sont reportées les valeurs minimales et maximales décelées dans chaque faciès.

calcium. La marge la plus faible caractérise les alcalins, avec pour K_2O une augmentation moyenne dans le granite à deux micas qui ne doit pas excéder 0,30 %, et pour Na_2O une augmentation probable du même ordre par rapport au granite à biotite. A titre d'exemple, signalons que pour CaO la différence s'élève à près de 1,50 %. Pour préciser ce comportement des alcalins, il suffit de comparer les faciès les plus acides des granites à biotite au faciès le moins acide du granite à deux micas (tableau n° 36). La différence reste encore nette pour SiO_2 (+ 2 % dans le granite à deux micas), ainsi que pour Fe_2O_3 , MgO , CaO (respectivement - 1 %, - 0,45 %, - 1,70 % dans le granite à deux micas). Elle est devenue pratiquement nulle en ce qui concerne K_2O (4,60 % contre 4,70 %), et il est certain que certains faciès du granite à biotite ont une teneur en Na_2O au moins égale à celle du faciès sans perthites du granite de la Marche (Dompierre). Notons que les valeurs de Na_2O données sur ce tableau ont été relevées en surface et que la teneur exacte de la roche saine est inconnue. A titre indicatif, signalons que l'analyse d'une dizaine d'échantillons parfaitement sains du granite de Guéret prélevés dans la carrière du Maupuis révèle une teneur moyenne en Na_2O de 3,45 %, à laquelle n'est certainement pas supérieure la teneur du faciès sans perthites du granite à deux micas. Rappelons aussi que les diagrammes chimico-minéralogiques ne mettent en évidence qu'une très faible augmentation de l'alcalinité lors du passage du granite à biotite au granite à deux micas ($Na + K$ varie de 196 à 207 - figure n° 10).

Les variations des éléments en traces sont très nettes. Le granite à deux micas présente des teneurs systématiquement plus faibles en baryum et en strontium, encore que les valeurs les plus élevées se rapprochent de celles observées dans les faciès porphyroïdes ou à composition équivalente du granite à biotite. Le cuivre, le vanadium ont un comportement sensiblement identique. Les teneurs en étain et en béryllium sont systématiquement plus élevées dans le granite à deux micas, exception faite de l'enrichissement constaté dans le granite porphyroïde de la Souterraine, à l'intérieur du massif de Guéret. Le bore, pour lequel nous manquons de données analytiques valables, a un comportement certainement analogue. Le granite à deux micas est aussi enrichi en alcalins rares, dans des proportions qu'il n'est pas possible de préciser. En moyenne, le plomb est en diminution dans le granite à deux micas ; le zinc et le gallium, ici également, se présentent avec des teneurs voisines dans chacun des deux ensembles.

C - PARENTE GEOCHIMIQUE ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS QUI LEUR SONT ASSOCIES GEOGRAPHIQUEMENT

Nous venons de voir que la composition moyenne en éléments majeurs du granite à deux micas de St-Sylvestre était identique à celle du granito-gneiss de la Brame. D'autre part, pour passer de la composition des granites à biotite "type Guéret" à celle du granite à deux micas de la Marche, il suffit d'une augmentation relativement faible des alcalins. Il est donc clair que la différence qui existe dans les teneurs en K_2O entre le granito-gneiss et les granites à biotite "type Guéret" va se retrouver dans les granites à deux micas associés, quel que soit le degré de différenciation considéré, et c'est bien ce qui a été observé. Il a été montré que le granite à deux micas de la Marche était aussi plus sodique. Comme il est difficile d'évaluer la teneur moyenne en cet élément des granites "type Guéret", nous ne pouvons savoir si cette différence doit être mise aussi en parallèle avec une abondance plus grande du sodium dans ces granites comparativement au granito-gneiss de la

Granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest		Granite de la Marche (Ouest et Centre)	
	Granodiorites orientées	Faciès porphyroïdes ou à composition équivalente	Faciès de Dompierre (sans perthites) Axe de sodification Faciès à albite seule
SiO ₂	65,50 %	70 % 67 - 67,50 %	72 % # 72,50 % 74 %
Al ₂ O ₃	16,30 %	15 % # 16 %	14,50 - 15 %
Fe ₂ O ₃	4,20 %	2,60 % # 3,50 %	1,6 % 1,10 - 1,3 % 0,60 %
MnO	0,07 %	0,03 % 0,05 - 0,06 %	0,04 % 0,03 % 0,01 %
MgO	1,90 %	1,10 % 1,5 - 1,6 %	0,65 % 0,20 - 0,40 % 0,10 %
CaO	2,50 %	1,50 % # 2 %	0,80 % 0,55 - 0,65 % 0,40 %
NaO ₂	3,10 à 3,55 %		3,20 % # 3,50 % 4 %
K ₂ O	4 %	4,60 % 4,20 - 4,40 %	4,70 % # 4,60 % 3,80 %
TiO ₂	0,65 %	0,35 % # 0,50 %	0,30 % 0,15 - 0,20 % 0,05 %
P ₂ O ₅	Elément à répartition homogène, m entre 0,25 et 0,35 %		

Tableau n° 36 - Comparaison entre les valeurs moyennes et les valeurs extrêmes des éléments majeurs relevées respectivement dans la séquence évolutive des granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest et dans celle du granite à deux micas de la Marche (Ouest et Centre). Valeurs moyennes pour les faciès placés aux pôles des deux séquences et fourchettes des valeurs entre lesquelles doit se situer la moyenne générale de l'élément considéré pour le massif dans son ensemble (ou valeur approchée de cette moyenne). Echantillons prélevés en surface.

	Granite à biotite		Granite à deux micas	
	Granodiorites →	Faciès porphyroïdes ou à composition équivalente	Faciès sans perthites mâclées →	Axe de sodification → Faciès à albite seule
Baryum	960	750 - 300	370	85
Strontium	375	200 - 300	47	6
Cuivre	11	8 - 9	4	< 3
Vanadium	60	35 - 50	< 10 non dosable	
Plomb	38	30 - 35	33	19
Zinc	82	50 - 60	72 à 50 29 à 21 [5 (faciès porphyroïde de la Marche Centrale) → 33 (faciès à perthites mâclées)] 10 (Croizant)	
Gallium	26			
Béryllium	< 3	< 3 (La Souterraine)		
Etain	< 2	# 5 (La Souterraine)	7	62
Rubidium	150	(granite du Maupuis)	590 (faciès porphyroïde de la Marche Centrale)	350 (Champsanglard)
Lithium	90	"	120 (")	260 (Champsanglard)
Caesium	< 20	"	< 20 (")	50 (Champsanglard)

Tableau n° 37 - Comparaison des valeurs moyennes et des valeurs extrêmes de quelques éléments en traces relevées respectivement dans la séquence évolutive des granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest et dans celle du granite à deux micas de la Marche. Pour les granites à biotite ont été reportées les valeurs extrêmes et la fourchette à l'intérieur de laquelle se situe probablement la moyenne générale de l'élément considéré pour le massif dans son ensemble ; pour le granite à deux micas, seules les valeurs extrêmes sont données.

Brame. Etant donné que la teneur en sodium du granito-gneiss dans les deux sondages est voisine de 3,45 %, cette hypothèse paraît, a priori, peu plausible. Pour ces deux ensembles, la parenté chimique qui se manifeste entre granite à biotite et granite à deux micas dans les valeurs du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ serait donc surtout le fait des variations du potassium.

Nous avons souligné déjà l'analogie de composition chimique qui existe entre le granito-gneiss de la Brame et les granites à grain fin à deux micas de Chateauponsac qui lui sont étroitement associés. En se basant sur l'évaluation semi-quantitative qui lui a été faite des teneurs moyennes en éléments à l'état de traces des principaux faciès granitiques du massif de St-Sylvestre, cette analogie semble persister au niveau de ces éléments (tableau n° 24). Comme il a été souligné précédemment, l'étude des sondages révèle cependant qu'un certain appauvrissement en baryum, strontium et plomb et un certain enrichissement en béryllium et étain peuvent apparaître dans le granite de Chateauponsac, préfigurant ainsi ce qui est observé dans le granite de St-Sylvestre (tableau n° 25).

Le granite à deux micas de Cognac-le-Froid, qui se situe dans le même contexte que le granite de St-Sylvestre, présente sensiblement la même composition chimique.

Le faciès à deux micas du Massif d'Aureil a toutes les caractéristiques chimiques du granite à biotite qui forme l'essentiel de ce massif, en particulier une teneur très élevée en Na_2O (supérieure à 4 %) et une teneur faible en K_2O (voisine de 3,50 %), alors qu'il correspond seulement à un stade de transition entre les granites à biotite et les granites à deux micas.

A ce sujet, J. LAMEYRE (1966) a décrit dans le Millevaches un faciès de transition entre les granites à deux micas et les granites porphyroïdes orientés auxquels ils sont généralement associés (M.J. PAVILLON et P. ROUTHIER - 1962). Il est donc probable, dans ce cas également, que certaines des caractéristiques chimiques des granites porphyroïdes vont persister dans les granites à deux micas du Millevaches.

Dans le massif des Monts de Blond, les teneurs en K_2O qui sont données par J. BARBIER (1967) pour le granite à deux micas présentent une parenté certaine avec celles du granite à biotite de Vaulry-Cieux, qui, en moyenne, ne leur sont supérieures que de 0,30 %, alors que la différence pour la silice s'élève à environ 2,50 %.

D'après les travaux de J.P. RENARD (1969), il apparaît que le granite de Mortagne présente des teneurs en K_2O élevées, comparables à celles du granite de St-Sylvestre. Or, les granites hétérogènes migmatiques qui forment la bordure Sud du massif de Mortagne se caractérisent également par des valeurs fortes en K_2O supérieures en moyenne à 5 %.

D - LES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS : CARACTERES DE PARENTE ET ELEMENTS ESSENTIELS DE LA DISCONTINUITÉ

Bien que les granites à deux micas se caractérisent par des normes de composition chimique assez strictes, certains aspects de celle-ci présentent une parenté avec le contexte géologique où ils apparaissent, en l'occurrence avec les granites à biotite auxquels ils sont associés. Assez paradoxalement, alors que la formation des granites à deux micas est généralement rattachée dans d'autres régions à une phase alcaline, comme dans l'Erzgebirge (F. LEUTWEIN - 1965), ce sont surtout les proportions respectives des

alcalins, et avant tout la teneur en K_2O , qui paraissent influencées par la composition des granites à biotite associés. C'est ainsi que le granite à deux micas de la Marche, qui est en contact intrusif avec les granites à biotite "type Guéret", présente des teneurs moyennes en sodium et potassium qui ne sont que légèrement supérieures à celles de ces granites. Les différences sont plus fortes pour les autres éléments. La formation de ce granite doit donc être rattachée à une phase plus acide qu'alcaline.

La discontinuité dans les tendances évolutives qui marque le passage des granites à biotite aux granites à deux micas est un trait permanent et essentiel de leurs relations géochimiques, même lorsque les compositions moyennes en éléments majeurs sont comparables, comme c'est le cas pour le granito-gneiss de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre. Un autre trait permanent de la géochimie des granites à deux micas qui les oppose aux granites à biotite est leur richesse en certains éléments à l'état de traces, comme l'étain, le béryllium, le tantale, les alcalins rares, et elle se manifeste indépendamment des relations qui existent entre les éléments majeurs. C'est ainsi que les granites à biotite "type Guéret" et le granito-gneiss de la Brame présentent tous deux un déficit marqué en ces éléments par rapport aux granites à deux micas associés. L'appauvrissement en baryum, strontium, plomb et vanadium constaté dans les granites à deux micas, lorsqu'il est très marqué, est à mettre en parallèle avec les variations des éléments majeurs. C'est le cas pour les granites "type Guéret" et le granite à deux micas de la Marche. Lorsqu'il est peu accentué, comme dans le massif de St-Sylvestre, il traduit une différenciation légère qui n'est pas sensible au niveau des éléments majeurs.

VII - CONSIDERATIONS SUR LES PROCESSUS "AUTOMETAMORPHIQUES" OU "DEUTERIQUES" - LES PHENOMENES D'ALTERATION SECONDAIRES ET LES STRUCTURES MICROGRANITQUES DANS LES GRANITES A DEUX MICAS - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Tous les grands massifs de granite à deux micas étudiés se caractérisent par un mode d'évolution spatial, pétrographique et géochimique, bien déterminé. Les phénomènes observés révèlent que la différenciation chimique correspond à des conditions thermodynamiques différentes de cristallisation. Autrement dit, les caractères pétrographiques d'une zone déterminée ne seront pas tous liés uniquement à des modifications de la composition chimique, mais également aux conditions thermodynamiques qui caractérisent cette zone. Il en serait autrement que toute comparaison valable entre les massifs de granite à deux micas serait probablement impossible étant donné les différences chimiques que l'on observe entre les zones équivalentes. D'autre part, les changements pétrographiques ne consistent pas toujours en une modification dans la nature ou la composition des phases de cristallisation primaire mais ils apparaissent parfois comme une transformation de minéraux déjà cristallisés. Ces transformations peuvent avoir, cependant, une répartition zonale : c'est le problème que nous allons aborder par le biais d'une définition correcte des processus deutériques.

A - PROCESSUS AUTOMETAMORPHIQUES OU DEUTERIQUES

L'autométamorphisme désigne selon J.J. SEDERHOLM (1926) les changements

subis par les minéraux d'un granite et provoqués par ce même granite, alors même que la mise en place de la masse granitique n'est pas terminée. Par définition, ces processus ne sont pas véritablement secondaires et ils ne sont pas liés à des actions orogéniques postérieures à la consolidation de la masse granitique. J.J. SEDERHOLM a proposé également le terme "deutérique" (en grec : après la naissance), avec, semble-t-il, une signification analogue, pour désigner des changements "métamorphiques" dans le granite qui ne sont pas véritablement secondaires.

Tels qu'ils ont été définis primitivement par J.J. SEDERHOLM, ces termes se révèlent d'une grande utilité pour désigner certains processus tardifs, mais qui peuvent éventuellement obéir à une certaine répartition zonale et être fonction des conditions thermodynamiques de cristallisation dans les différentes zones du batholite. Cette répartition zonale n'est pas une règle absolue, car beaucoup de ces processus sont liés à des déformations syncristallines que J.J. SEDERHOLM rangeait d'ailleurs parmi les phénomènes autométamorphiques, et ces critères dynamiques ne sont pas nécessairement en harmonie avec la zonalité pétrographique et géochimique du massif.

Il y avait donc dans ces définitions suffisamment de souplesse et de précision pour couvrir effectivement toute une gamme de processus liés à la granitisation. Cependant, le sens donné notamment au terme "deutérique" paraît avoir fluctué assez considérablement depuis sa création.

O.H. ERDMANNSDORFFER (1949) et F.K. DRESCHER-KAADEN (1948) ont décrit en détail les transformations autométamorphiques dans les roches granitiques. Ils donnent comme exemples la formation des myrmékites, l'albitisation des plagioclases, les exsolutions perthitiques dans les feldspaths potassiques, les remplissages de séricite dans les plagioclases, l'altération des biotites en chlorite et séricite, les associations symplectiques comme celles formées par la muscovite, le quartz et l'albite.

Dans un chapitre portant sur les minéralisations du massif volcanique de Cavallo, en Algérie, P. ROUTHIER (1953) définit l'altération deutérique comme une "auto-hydratation", c'est-à-dire la genèse de minéraux hydroxylés par action de fluides hydrothermaux provenant du magma lui-même sur les minéraux déjà cristallisés. Sont placés dans ces phénomènes la séricitisation et la kaolinisation des feldspaths, la formation de calcite, la décomposition des minéraux ferro-magnésiens en oxydes de fer et en chlorite.

Au stade de cette énumération, une remarque s'impose. Certains des phénomènes évoqués par les auteurs allemands et tous ceux qui sont donnés par P. ROUTHIER résultent d'une altération secondaire. Ils ne pourront être considérés, en fait, comme étant autométamorphiques que s'ils datent de l'époque de la formation du granite ; cela n'est pas toujours facile à vérifier, et, en outre, c'est parfois le contraire qui est observé. Nous donnerons deux exemples significatifs. Dans le massif de St-Sylvestre, la formation des gisements d'uranium s'est accompagnée d'altérations diverses dans le granite encaissant, chloritisation, hématitisation, et le dépôt de la pechblende, par exemple dans la mine des Brugeauds, aurait eu lieu voici 240-250 millions d'années (R. COPPENS et al, 1969). Ce dépôt et l'altération qui l'accompagne sont postérieurs à la mise en place du granite. Dans le granite du Mont-Blanc, d'âge hercynien, B. POTY (1967) a mis en évidence des phénomènes de rétro-morphose du granite autour des filons de quartz qui sont probablement d'âge alpin, avec des transformations orthose-muscovite et biotite-chlorite. Il importe donc d'être prudent dans l'interprétation de ces altérations secondaires. Il faut remarquer, cependant, que des phénomènes d'origine hydrothermale typique peuvent caractériser une époque inter-

médiaire de la cristallisation. O.H. ERDMANNSDORFFER (1943) a ainsi démontré l'âge pré-miclocinique des baguettes de clinozoisite formées dans les plagioclases. Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, l'albite située à l'extérieur ou en bordure des feldspaths potassiques est parfois pigmentée d'hématite, ce qui n'est pas le cas pour l'albite des perthites, plus récente. Il ne semble pas qu'on puisse évoquer une différence de composition, ou une protection par le feldspath potassique. Au sujet de cette dernière éventualité, il faut remarquer que les inclusions d'oligoclase zoné dans le feldspath potassique sont séricitisées comme l'oligoclase extérieur. Donc, ou bien le feldspath potassique ne protège pas de l'altération l'albite ou l'oligoclase inclus, et cette pigmentation hématitique est une altération secondaire deutérique, ou bien il assure un rôle protecteur, et c'est la séricitisation qui est pré-orthosique et deutérique.

Traitant de la genèse des gisements d'étain et de wolfram pneumatolytiques de l'Erzgebirge, F. LEUTWEIN (1965) considère que le granite normal à deux micas d'Eibenstein-Karlsbad résulte de la transformation d'un granite à biotite sous l'influence de processus deutériques déterminant la muscovitisation de ce granite et l'albitisation des orthoclases. La composition du granite est changée par le fait d'une phase plus alcaline qu'acide, la phase "deutérique". Mais F. LEUTWEIN, précise qu'il s'agit d'une anatexie endogène, et l'évolution du massif se serait opérée en système fermé. Il existe un faciès plus évolué, dit "autométamorphique", avec une muscovitisation plus importante et l'apparition de topaze et de tourmaline. Il traduirait l'influence des processus pneumatolytiques. Selon cet auteur, les manifestations deutériques et pneumatolytiques sont particulièrement développées dans les zones les plus élevées du pluton, où elles caractérisent des coupoles faisant saillie au-dessus du niveau du pluton central : l'importance des minéralisations est fonction de la hauteur atteinte par l'intrusion, toutes deux étant liées à la teneur en éléments volatils.

Dans le cas présent, la phase deutérique est assimilée en fin de compte à la formation des granites à deux micas par anatexie palingène d'un granite à biotite. Bien qu'il soit précisé que l'évolution s'est faite en système fermé, des généralisations sont à craindre concernant l'emploi du mot "deutérique" qui pourrait être utilisé dans un sens analogue pour des granites dont la formation ne répondrait pas à cette condition.

En définitive, nous proposons d'appeler processus deutériques l'ensemble des transformations ayant affecté des minéraux déjà cristallisés durant la période de temps qui correspond à l'étalement des processus de granitisation dans un massif. Il pourra s'agir d'échange d'ions par diffusions entre deux phases solides, ou de réactions entre une phase cristallisée et la phase fluide. Toute modification d'ordre thermodynamique changeant les conditions d'équilibre entre les phases minérales favorisera ces processus. Les contraintes dynamiques jouent également un très grand rôle dans le développement de ceux-ci, et il semble que ce facteur ait été un peu méconnu depuis J.J. SEDERHOLM.

En effet, les phénomènes deutériques sont particulièrement nombreux dans les granites à cristallisation syncinématique comme le granite de la Marche, avec toute une suite de transformations en chaîne. Au nombre de ces phénomènes, un des plus spectaculaires est la microclinisation de l'oligoclase, avec peut-être pour conséquence l'albitisation de celui-ci par suite d'une libération d'une certaine quantité de sodium. Le potassium nécessaire peut provenir d'une remobilisation du feldspath potassique, éventuellement de la chloritisation des biotites qui libère du potassium (F. CHAYES - 1955 ; G. MULLER - 1966). La chloritisation et la décoloration des biotites sont observées systématiquement dans ces granites cataclastiques, mais ces altérations peuvent être liées à une tectonique

post-granitique et ne pas être deutériques. G. MULLER (1966) a montré que la décoloration des biotites conduisait à la formation d'une muscovite. Le microcline quadrillé lui-même résulte probablement d'une transformation deutérique orthose-microcline sous l'effet des contraintes dynamiques, avec développement de quadrillage.

Dans le massif de St-Sylvestre, nous distinguerons entre les processus dont l'appartenance à la phase deutérique apparaît probable et qui, généralement, ont une distribution zonale, et les phénomènes d'altération secondaires, parfois liés à des zones fissurées, et dont il n'est pas certain, a priori, qu'ils soient contemporains de la granitisation.

Il paraît assez illusoire de vouloir établir un ordre de succession des processus deutériques à l'échelle du massif dans la mesure où ceux-ci ont une distribution zonale. Il est préférable de considérer chaque zone séparément.

La zone à microcline quadrillé présente de manière plus atténuée les transformations qui caractérisent les granites syncinématiques, notamment les antiperthites. Les réarrangements cristallins qui conduisent à la formation de perthites mâclées et qui se produisent souvent à partir des surfaces de discontinuité des cristaux, notamment le long de plans de mâcles, peuvent être considérés également comme des phénomènes deutériques et le déclenchement de ce processus paraît bien lié aux conditions thermodynamiques dans lesquelles s'est effectué la cristallisation primaire. La transformation orthose-microcline qui caractérise cette zone avec développement du quadrillage est elle-même d'origine deutérique, et elle accompagne une légère cataclase.

Dans les faciès microgranitiques, plutôt d'ailleurs dans ceux de la Marche, les cristaux de biotite ont un aspect résiduel, avec des filets de chlorite et de muscovite. Il s'agit probablement de transformations autométamorphiques biotite-muscovite et biotite-chlorite du type de celles décrites par G. MULLER.

◦ La muscovite deutérique

La plupart des auteurs qui se sont intéressés à la cristallisation de la muscovite dans les granites sont arrivés à la conclusion qu'elle était pour la plus grande partie d'origine secondaire. Cette affirmation repose d'abord sur les données tirées des expériences nombreuses qui ont montré que la courbe supérieure de stabilité de la muscovite délimite avec la courbe de fusion granitique de O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958) un champ très réduit dans lequel le minéral peut cristalliser comme phase magmatique. Mais une importance variable est accordée aux différents processus pouvant conduire à la formation de muscovite secondaire. Pour G. TROLL (1964) et G. MULLER (1966), la muscovite proviendrait en majeure partie de la transformation secondaire de la biotite ; pour J. LAMEYRE (1966), plus proche de nous par les granites qu'il a étudiés, la muscovite proviendrait essentiellement de réactions de transformation métasomatique des feldspaths.

Dans le massif de St-Sylvestre, sauf dans le granito-gneiss de la Brame, et à un degré moindre dans le granite à grain fin à deux micas de Chateauponsac, les habitus classiques de la muscovite secondaire ne constituent qu'une partie minoritaire de celle-ci. Sur la base des critères morphologiques, il n'y a pas de raison apparente pour considérer les grandes lattes automorphes de muscovite qui prédominent dans la zone ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre comme secondaires. Mis à part la sérécité des plagioclases, les symplectites de quartz et de muscovite, et certains développements de muscovite fissuraux, les formes de muscovitisation d'apparence secondaire apparaissent souvent en prolon-

gement des cristaux engrenés avec le quartz. Les transformations de biotite en muscovite restent aussi très limitées. Même dans les roches cataclastiques, où le phénomène est plus développé, la muscovite qui se forme de cette façon dans les chlorites constitue plutôt un élément d'appoint.

Nous reviendrons sur le problème de la cristallisation de la muscovite dans les granites à deux micas étudiés et notamment sur ses aspects expérimentaux. Mais, concernant ces aspects, parmi les effets qui sont bien connus, et en accord avec une affirmation de F.G. TURNER et J. VERHOOGEN, reprise par J. LAMEYRE (1966, pp. 18-19), il est utile, dès à présent, de rappeler que la cristallisation de la muscovite en tant que phase primaire est nécessairement favorisée dans ces granites très peu calciques. Les expériences de H. von PLATEN (1965) notamment montrent que l'adjonction d'anorthite déplace la courbe de fusion granitique vers des températures plus élevées, ce qui limite encore le champ de stabilité de la muscovite.

B - LES PHENOMENES D'ALTERATION SECONDAIRE DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE St-SYLVESTRE

Dans cette catégorie se placent un certain nombre de phénomènes d'origine endogène qui peuvent être aussi bien deutériques que largement postérieurs à l'époque de la formation du granite. Dans certains cas, notamment celui du sondage ES 1 cité plus loin, des recoupements avec d'autres données, en l'occurrence celles qui ont trait à la géochimie de l'uranium, permettent de trancher en faveur d'une origine deutérique. Les altérations secondaires sont plus intenses dans les zones de fissuration. Seuls les sondages permettent de les étudier correctement, car on évite ainsi dans une large mesure toute confusion avec les phénomènes d'altération superficielle.

C'est ainsi que dans les sondages effectués près de Margnac, au-dessous de la zone d'oxydation superficielle, la biotite apparaît souvent chloritisée. Cette chloritisation s'accompagne de la formation de fluorine violette, dans la chlorite ou à l'extérieur ; parfois, mais plus rarement, de la calcite s'associe à ces minéraux. Enfin, cette chlorite contient toujours des amas de leucoxène plus ou moins bien cristallisés, à teintes de polarisation irisées, et qui sont légèrement radioactifs. Par ailleurs, dans ces mêmes sondages, des cristallisations de chlorite en rosettes jalonnent fréquemment les fissures.

Le sondage ES 1, sur le massif de St-Goussaud, a traversé une zone affectée par une microtectonique intense, avec même des microbrèches quartzo-phylliteuses fissurales et des filonnets de quartz. La paragenèse chlorite-fluorine-leucoxène a également été observée, avec des transformations plus marquées de la biotite allant jusqu'à la séricitisation. Dans la chlorite, apparaissent aussi plus fréquemment des filets d'un minéral grisâtre à biréfringence faible. Il s'agit probablement d'un feldspath potassique résultant de la transformation de la biotite. C'est F. CHAYES (1955) qui mit en évidence pour la première fois cette formation simultanée de chlorite et de feldspath potassique à partir de la biotite.

C - LES STRUCTURES MICROGRANITQUES

Les structures microgranitiques observées caractérisent selon toute vraisem-

blance les parties apicales des massifs. Il est donc probable qu'elles représentent un cas particulier de faciès de bordure. C'est la conclusion à laquelle arrive J. LAMEYRE (1966) pour les aplites porphyriques du massif d'Echassières, et nous avons vu qu'il y avait probablement une analogie entre ces roches et les microgranites à quartz porphyrique que nous avons décrits. Comme le souligne J. LAMEYRE, les travaux de J. DIDIER (1963) permettent d'appuyer une telle hypothèse. Cet auteur considère, en effet, que les enclaves microgrenues claires sont les résidus de faciès marginaux acides transformés par recristallisation et métasomatose. Dans le cas qui nous préoccupe, à l'intérieur et près de la bordure des phénocristaux de quartz, des éléments de la mésostase constituent des sortes de "guirlandes". Cette disposition très caractéristique peut être le fait d'une endoblastèse du quartz aux dépens de la mésostase prolongeant les phénocristaux, mais l'hypothèse d'une cristallisation alternée ne peut être écartée, d'autant plus qu'au coeur des phénocristaux des éléments microcristallins apparaissent dans les fissures. Le mode d'évolution dans le temps de ces roches n'est pas, en fait, différent de celui des roches granitiques voisines placées dans les zones de modification. Enfin, ce qui est très important à souligner, c'est qu'une telle structure alliée à une sodification intense représente pour nous un stade d'évolution des granites à deux micas, probablement en liaison avec une disposition apicale.

D - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Tous les granites étudiés présentent une évolution à caractère spatial dont on est en droit de se demander si elle est également temporelle. Mais ce n'est pas le seul problème posé à la géochronologie. Dans une zone donnée, il y a de toute évidence un certain étalement des processus de granitisation : cet élément est-il sensible en géochronologie, et y a-t-il un rapport avec l'évolution spatiale précédemment définie ? Sur ce point, on peut remarquer que la plupart des transformations deutériques observées prolongent la phase de cristallisation principale, et leur déroulement peut être très rapide. En présence de vapeur d'eau, O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958) ont obtenu la séparation complète des perthites au laboratoire en quelques jours. Les réactions d'échanges ions entre les feldspaths alcalins réalisées expérimentalement par J. WYART et G. SABATIER (1956 a et b) (1958) demandent tout au plus également quelques jours.

Les données géochronologiques actuellement publiées portant sur les granites à deux micas du Limousin sont rares. Des travaux sont en cours à l'Université de Clermont-Ferrand sous la direction de Monsieur le Professeur M. ROQUES, et une étude plus orientée, en rapport avec notre travail, vient d'être commencée au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par Messieurs F. LEUTWEIN et J. SONET.

Les mesures d'âge déjà effectuées par la méthode au strontium et publiées ont porté sur les micas des pegmatites, généralement le lépidolite (Y. VIALETTE - 1965). Pour le lépidolite des pegmatites de Chédeville, Chanteloube et Bessines dans le massif de St-Sylvestre et celui des pegmatites des massifs de Crozant et Cognac-le-Froid, les âges conventionnels s'échelonnent entre 292 et 301 millions d'années.

Une référence doit être faite aux travaux de J. SONET (1967 - 1968) sur les massifs vendéens en général et plus particulièrement sur le massif uranifère de Mortagne-sur-Sèvre où l'étude de J.P. RENARD (1969) a mis en évidence des phénomènes d'évolution assez comparables à ceux du massif de St-Sylvestre. D'après J. SONET, la phase princi-

pale de la granitisation dans le massif de Mortagne (et dans les massifs vendéens en général) se situe vers 300 millions d'années. Dans le cas précis du massif de Mortagne, elle s'est traduite par l'homogénéisation isotopique du strontium et le massif a évolué ensuite en système fermé. Cette évolution a été plus longue dans les faciès les plus acides, donc les plus sodiques, où elle atteindrait 50 millions d'années. Deux explications sont proposées pour expliquer cette poursuite de l'évolution après la phase d'homogénéisation du strontium : soit une recristallisation plus tardive de la biotite et de l'orthose, soit une recristallisation de la biotite.

La seconde hypothèse paraît plus conforme au lien que l'on peut établir dans le Limousin entre les résultats géochronologiques et les phénomènes d'évolution observés. Un premier point important, en tout état de cause, c'est que les mesures géochronologiques font apparaître des différences entre les faciès seulement dans la période qui suit la phase de cristallisation principale : ce résultat est logique, car le phénomène de différenciation est naturellement lié à la stabilité des phases minérales primaires en fonction des conditions locales de pression et de température. On peut alors se demander si l'évolution qui se poursuit postérieurement à la phase d'homogénéisation peut être assimilée à un ou plusieurs processus deutériques. Pour qu'il en soit ainsi, il faudrait un processus qui n'ait pas entraîné de déplacements du rubidium et du strontium susceptibles de modifier les rapports isotopiques à l'échelle de l'affleurement. Il faudrait également que son échelonnement dans le temps soit suffisant pour qu'il puisse être distingué en géochronologie de la phase de cristallisation principale. Les deux aspects sont un peu contradictoires, car une durée plus importante implique presque nécessairement pour des réactions qui consistent essentiellement en des échanges d'ions une migration sur des distances plus grandes. On peut rétorquer que l'homogénéisation concerne uniquement le rubidium et le strontium et que la poursuite de la différenciation pour d'autres éléments n'est pas exclue. Mais un résultat qui concerne le rubidium et le strontium concerne logiquement aussi les alcalins et les alcalino-terreux, et beaucoup des transformations qui caractérisent la phase deutérique font intervenir ces éléments. Globalement, il est donc probable que l'essentiel des phénomènes deutériques reste confondu en géochronologie avec la phase de cristallisation principale. Les recristallisations plus récentes mises en évidence par les mesures géochronologiques ne rentrent pas dans le cadre de la phase deutérique. Dans la mesure où c'est la biotite qui est concernée, on peut penser à une altération secondaire hydrothermale, une chloritisation ou une séricitisation. De tels phénomènes, largement postérieurs à la phase de cristallisation principale, peuvent avoir un très grand intérêt métallogénique dans ces granites où le dépôt de la pechblende s'accompagne d'altérations de ce type.

Un élément important à considérer pour la genèse des granites à deux micas est l'âge de la muscovite. Dans le massif de Rostrenen-Pontivy, l'âge des muscovites (260 millions d'années) est plus jeune que celui des biotites et des orthoses (310-320 millions d'années) (F. LEUTWEIN et J. SONET - 1965) ; la muscovite se présente essentiellement avec des formes d'aspect secondaire, et la formation du granite à deux micas de Pontivy serait liée à une phase de muscovitisation ayant affecté le granite à biotite qui constitue encore la partie nord du massif. On retrouve le schéma déjà développé par F. LEUTWEIN pour les granites de l'Erzgebirge. Les massifs où une grande partie de la muscovite paraît se rattacher à une phase de cristallisation primaire, comme c'est le cas pour le granite à deux micas de St-Sylvestre, devraient donner des résultats différents et fournir, en tout cas, un élément de comparaison utile.

VIII - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES GRANITES A DEUX MICAS

A - TYPOLOGIE DES GRANITES A DEUX MICAS

Nous avons vu que les granites "type Guéret" étaient associés aux termes de base migmatitiques de la série métamorphique dans des môles anticlinoriaux. Il a été remarqué également à la suite de Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969) que le granite de la Brame était probablement lié à une structure anticlinale Nord-Sud recoupant les plis de direction SE-NO, et interrompant le synclinorium micaschisteux de Laurière. Quant aux granites à deux micas, leur situation dans le schéma général des relations entre la granitisation et les grandes structures de la tectonique régionale permet de les classer en deux groupes principaux :

- celui qui s'est développé à la jointure des zones indurées par la granitisation de Guéret, à la faveur de grandes fractures de cisaillement : c'est le cas pour le granite à deux micas de la Marche en liaison avec la grande dislocation de Boussac,
- celui des massifs à contours circonscrits mis en place dans les zones synclinoriales micaschisteuses, où ils apparaissent néanmoins dans des replis anticlinaux accessoires : c'est le cas pour le massif de St-Goussaud, et les petits massifs du plateau d'Aigurande comme Crozant, Crevant, etc ... Le granite de St-Sylvestre proprement dit se rattache par ses caractères à ce groupe, encore que sa formation ne puisse être dissociée de celle de la voute anticlinale Nord-Sud formée par le granite de la Brame, mais ses relations avec ce granite sont très différentes de celles qui existent entre le granite à deux micas de la Marche et les granites "de type Guéret". Elles se placent dans un domaine plus faiblement métamorphique qui s'est comporté vraisemblablement en "superstructure" durant l'orogénèse hercynienne. Dans la mesure où l'on admet que le granite de la Brame prolonge la granitisation de Guéret dans des niveaux moins profonds correspondant à cette superstructure, la question peut être posée également à propos des massifs de granite à deux micas du second groupe. Autrement dit, ces massifs s'enracinent-ils en profondeur dans des granites à biotite, dont la formation se répercuterait en surface par ces ploiements anticlinaux accessoires constatés dans les assises des synclinoria micaschisteux ? Etant donné qu'on retrouve dans les granites à deux micas associés à des granites à biotite certaines des caractéristiques chimiques de ceux-ci, et qu'ainsi a priori des liens de filiation ne sont pas à écarter, cette hypothèse mérite d'être retenue.

Ces relations entre le second groupe des granites à deux micas et les éléments de la tectonique régionale apparaissent assez différentes a priori de celles qui ont été proposées pour le massif du Millevaches par M.J. PAVILLON et P. ROUTHIER (1962). Pour ces auteurs, les granites à deux micas isotropes occupent le coeur des structures anticlinales et ils sont ceinturés par des granites porphyroïdes orientés nés de la feldspathisation des micaschistes par apport de potassium. Mais peut-être n'y a-t-il dans cette divergence apparente qu'une différence d'échelle, car les massifs circonscrits du Limousin, s'ils apparaissent dans une zone synclinoriale, percent néanmoins des replis anticlinaux. Il faut éviter d'autre part de faire un rapprochement trop rapide entre le complexe des granites porphyroïdes orientés du Millevaches et le granito-gneiss de la Brame, car les compositions chimiques et minéralogiques apparaissent différentes. Le dernier a la composition chimique d'un granite alcalin, comparable pour les éléments majeurs à celle des

granites à deux micas ; le granite porphyroïde orienté du Millevaches apparaît plus riche en biotite, beaucoup plus mélanocrate et moins potassique d'après la description pétrographique et chimique de J. LAMEYRE (1966), et il est certainement beaucoup plus proche (par sa composition) des granites "de type Guéret".

Le granite à deux micas de la Marche et celui de St-Sylvestre - St-Goussaud étant pris respectivement comme types pour chacun des deux groupes, ceux-ci se différencient très bien tout d'abord par certains caractères pétrographiques. Le granite à deux micas de la Marche est très généralement à texture cataclastique, avec des zones de laminage plus intense, et en cela il est semblable aux granites à gisement syncinématique. Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, les textures cataclastiques ont un caractère beaucoup plus accidentel. Dans le granite à deux micas de la Marche, le feldspath potassique est toujours du microcline quadrillé, alors que le développement de celui-ci dans le massif de St-Sylvestre est limité à une zone particulière. De même, dans la Marche, les phénomènes de microclinisation de l'oligoclase ou de l'albite sont beaucoup plus répandus. Ces trois caractères, cataclase, développement du microcline quadrillé et microclinisation du plagioclase apparaissent d'ailleurs très liés. Enfin, la tourmaline est un minéral accessoire usuel du granite de la Marche, alors qu'elle n'a pas été observée dans le granite de St-Sylvestre. Il y a aussi des différences chimiques, le granite de la Marche étant plus sodique et moins potassique pour un même degré de différenciation acide. Il est également moins riche en rubidium, élément associé géochimiquement au potassium.

En ce qui concerne les autres massifs étudiés, celui de Cognac-le-Froid doit être rattaché au granite de St-Sylvestre et au groupe 2. Le massif de Crozant, qui apparaît dans le prolongement du lobe granitique de St-Sulpice-les-Feuilles développé en bordure de la dislocation de Boussac présente des caractères intermédiaires entre les deux groupes. Il en est de même semble-t-il pour le massif de Blond, étudié par J. BARBIER (1967), dont le mode de gisement est voisin de celui des granites en lobe décrits par J. COGNE (1960) en Bretagne méridionale le long des grandes dislocations tectoniques jalonnées par des granites laminés très comparables à celui de la Marche. Il existe en fait des types de transition, et le massif de Mortagne en Vendée, étudié par J.P. RENARD (1969), est certainement le meilleur exemple à considérer dans cette optique. La réalité de ces deux groupes ne saurait cependant être mise en doute : elle procède en premier lieu de relations différentes entre la granitisation et la tectonique, à la fois au niveau des structures régionales et au niveau des structures cristallines.

B - RELATIONS ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS

Certains des caractères spécifiques à chacun des deux groupes se retrouvent dans les granites à biotite associés. Le développement de microcline quadrillé, la texture cataclastique, sont des caractères habituels dans les granites de type Guéret et sont inconnus dans le granite de la Brame. De même, la tourmaline est un minéral accessoire du granite de Guéret. En géochimie, il existe une certaine parenté entre les granites à deux micas et les granites à biotite au niveau correspondant, mais aussi des différences systématiques. C'est ainsi que les granites à deux micas sont toujours enrichis en alcalins rares, en étain, en béryllium. La parenté géochimique intéresse essentiellement les rapports des alcalins entre eux. Elle est évidente entre le faciès-type du granite de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre qui ont sensiblement la même composition en éléments majeurs.

Elle est réelle entre les granites "de type Guéret" et le granite de la Marche qui diffèrent entre eux essentiellement par l'acidité, alors que l'augmentation d'alcalinité dans le second est peu élevée et ne modifie pas la proportion des alcalins entre eux : dans l'ensemble, ce groupe est moins potassique. En ce qui concerne des éléments comme le baryum, le strontium, le vanadium ou le plomb, leurs teneurs respectives dans les granites à biotite et les granites à deux micas sont en rapport avec celles des éléments majeurs qu'ils accompagnent ordinairement, en l'occurrence le calcium et les éléments ferro-magnésiens. Un autre exemple de cette parenté géochimique nous est fourni par le massif d'Aureil, avec le développement de muscovite dans la zone III sans modification sensible de la composition chimique par rapport à la zone II à biotite, donc dans une roche beaucoup plus sodique que les granites "de type Guéret". Il y a néanmoins un contrôle chimique du développement de la muscovite qui ne cristallise en abondance que pour des teneurs en CaO inférieures à 1 % et des teneurs en SiO_2 supérieures à 72 %. L'influence du calcium sur le développement de la muscovite primaire est compréhensible : nous avons déjà souligné que l'élévation du rapport An/Ab dans les systèmes expérimentaux $\text{Q} - \text{Ab} - \text{Or} - \text{H}_2\text{O}$ augmente la température du début de fusion pour une pression pH_2O donnée, ce qui réduit le champ de stabilité de la muscovite en tant que phase primaire magmatique (H. Von PLATEN - 1965).

Donc, dans tous les cas, les granites à deux micas présentent certaines des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des granites à biotite auxquels ils sont associés. D'autre part, ces relations sont différentes suivant le degré d'évolution atteint par les granites à biotite en rapport probable avec le niveau de granitisation. Le granite à deux micas de St-Sylvestre est associé au granite alcalin de la Brame qui a les mêmes compositions en éléments majeurs : seuls les éléments en traces diffèrent. Le contact est marqué par un passage progressif. Au contraire, le contact est brutal entre les granites calco-alcalins "de type Guéret" et les granites à deux micas de la Marche beaucoup plus acides et légèrement plus alcalin. Des relations en apparence analogues ont été définies par H.G. CARRAT (1969 b) dans le Morvan, où les granites à deux micas recoupent brutalement le granite calco-alcalin qui forme le centre des batholites et passent progressivement au granite à biotite sub-alcalin périphérique.

De leurs relations mutuelles, il peut être conclu que les granites à deux micas sont congénères des granites à biotite où résultent de leur remobilisation : autrement dit, le véritable problème est de savoir si l'individualisation des granites à deux micas résulte d'une différenciation au niveau des phases de cristallisation primaire ou d'un remaniement ultérieur de celles-ci. C'est en ces termes que le problème doit être posé. Une solution peut être proposée dans l'état actuel de nos connaissances en considérant la succession des granites dans le massif de St-Sylvestre.

Le massif de St-Sylvestre se caractérise par une "trilogie" granitique assez exceptionnelle, avec, associés dans la partie Ouest un granite orienté à biotite et sillimanite et des granites à grain fin à deux micas et andalousite, et, dans la partie orientale, un granite à deux micas à gros grain. La composition moyenne en éléments majeurs de ces trois granites ne présente pas de différence significative, et il faut rechercher ailleurs la raison de ces variations de paragenèse. Or, le granite à deux micas de St-Sylvestre et le granite orienté de la Brame diffèrent nettement par leur composition en éléments à l'état de traces. Notamment, le granite de St-Sylvestre est plus riche en lithium, en bore ; un léger accroissement de la teneur en P_2O_5 y a été observé, qui devient plus important si

on tient compte des minéraux rencontrés dans les pegmatites. L'abondance de la fluorine dans le granite et de minéraux fluorés dans les pegmatites laisse aussi prévoir un enrichissement en fluor. Le granite à deux micas de St-Sylvestre est donc plus riche que le granite de la Brame en éléments volatils qui entrent dans la composition de la phase fluide. Les granites à grain fin à deux micas "de type Chateauponsac" occupent à cet égard une position intermédiaire : c'est ce que laisse supposer l'étude qui a été faite de leurs teneurs en éléments à l'état de traces.

Les travaux de P.J. WYLLIE et O.F. TUTTLE (1964) et de H. Von PLATEN (1965) ont montré que la composition chimique de la phase fluide modifiait de manière très sensible la température de fusion commençante dans les systèmes expérimentaux quartz-albite-orthose- H_2O . C'est ainsi que l'addition de 5 % en poids d'un second "volatil" à H_2O suffit pour abaisser la température de fusion commençante égale à $665^\circ C$ avec H_2O seul jusqu'à $645^\circ C$ pour P_2O_5 , $605^\circ C$ pour HF et même $575^\circ C$ pour Li_2O , cela à une pression de 2,7 kbars (P.J. WYLLIE et O.F. TUTTLE - 1964) (figure 22). La présence d'éléments tels que HF, P_2O_5 , Li_2O dans la phase fluide aura donc pour effet de déplacer la courbe de fusion commençante vers des températures plus basses. Un tel déplacement est susceptible d'entraîner une modification des paragenèses qui reproduit la succession observée dans le massif de St-Sylvestre comme le montre le diagramme de la figure n° 23. Sur cette figure, nous avons reporté la courbe d'équilibre de la muscovite en présence de quartz en fonction de la température et de la pression telle qu'elle a été déterminée par B.W. EVANS (1965) (courbes 2 et 3) d'une part, et à titre de comparaison par E. ALTHAUSS et K.H. NITSCH (in N.G.F. WINKLER - 1967) (courbes 2 et 3 bis) de l'autre. La limite de stabilité de l'andalousite et de la sillimanite est également indiquée, et une flèche figure la migration du point de fusion commençante à 2,7 kbars par addition de 5 % de Li_2O

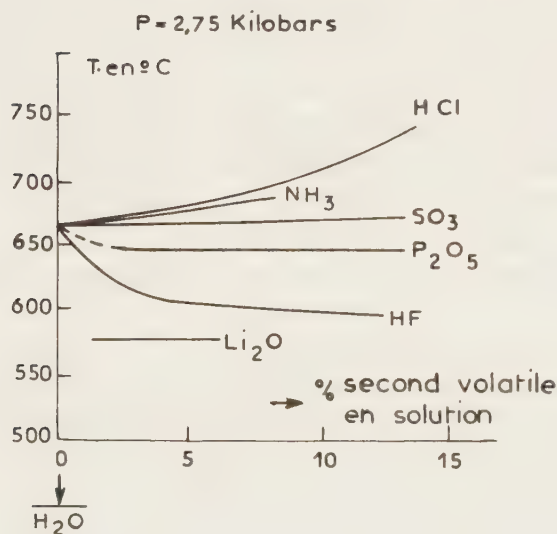


Figure 22 -

Température de début de fusion dans le système granitique avec H_2O et X, où X est SO_3 , P_2O_5 , etc ..., à une pression de 2750 bars - Mélange contenant 50 % de granite et 50 % de solution ($H_2O + X$) (d'après WYLLIE et TUTTLE - 1964).

à H_2O dans les conditions expérimentales de P.J. WYLLIE et O.F. TUTTLE. Pour une pression légèrement inférieure, la courbe des "minima" de fusion située dans le domaine de stabilité de la sillimanite va bien dans ce mouvement traverser successivement le champ de stabilité de l'andalousite puis atteindre celui de la muscovite. La pression à laquelle peut se faire cette variation de paragenèse n'est pas tout à fait la même suivant que l'on adopte la courbe de stabilité de la muscovite déterminée par B.W. EVANS ou celle donnée par E. ALTHAUSS et K.H. NITSCH. Mais, ce qui est très important à remarquer, c'est que dans le domaine de pression considéré, autour de 2 kbars, il suffit d'une modification relativement faible de la température de cristallisation depuis 680° à 630° - $600^\circ C$ pour produire les variations de paragenèse observées dans le massif de St-Sylvestre.

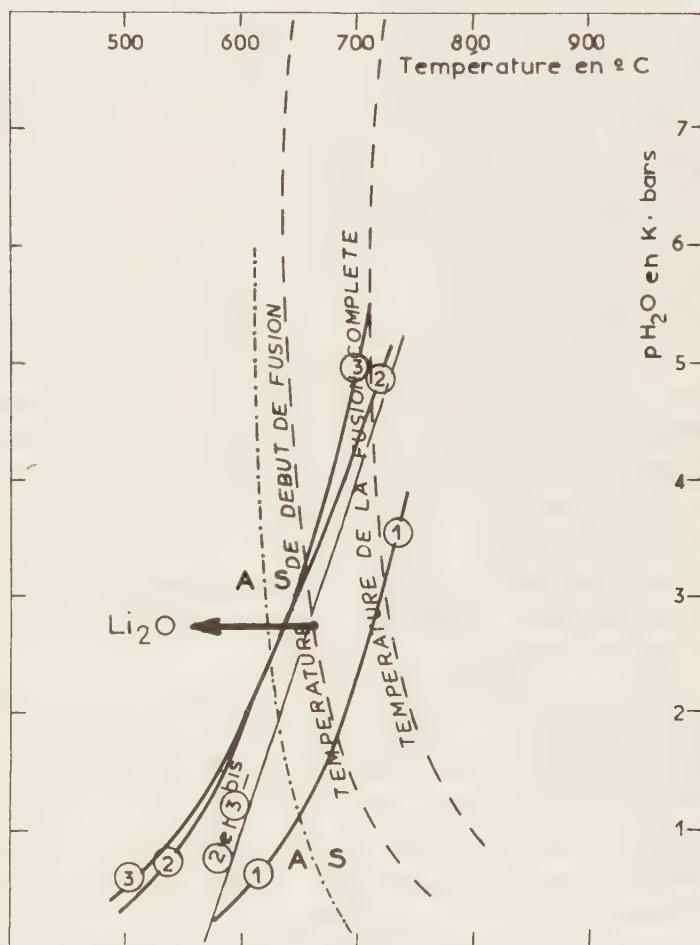
1° MUSCOVITE

1°/ Muscovite →
feldspath potassique
+ corindon + eau

2°/ Muscovite +
quartz →
feldspath potassique
+ andalousite + eau

3°/ Muscovite +
quartz →
feldspath potassique +
sillimanite + eau

2 et 3 bis Muscovite
+ quartz →
feldspath potassique
+ Al_2SiO_5 + eau (d'après
WINKLER)



A et S Champs de stabilité de l'andalousite et de la sillimanite

Figure 23 - Diagramme d'équilibre du système muscovite + quartz (d'après EVANS, 1965) Courbe d'équilibre andalousite - sillimanite ; courbe des températures de début de fusion dans le système quaternaire de TUTTLE et BOWEN (1958) et courbe des températures de fusion complète (in : Winkler, 1967) - Sens de migration du minimum de fusion à 2,7 Kbars par addition de Li_2O (voir figure 22).

Les granites à grain fin à muscovite et andalousite "de type Chateauponsac" ont dû normalement cristalliser à la limite des conditions de stabilité de ces deux minéraux. Il ne faut pas oublier cependant qu'une bonne partie de la muscovite est développée secondairement dans ces granites à andalousite. Pour les granites à muscovite du Mont Pilat, qui contiennent également de l'andalousite, mais très peu de biotite, J. RAVIER et M. CHENEVOY (1966) concluent à une cristallisation dans des conditions de pression relativement basses, de l'ordre de 2000 bars, pour des températures n'atteignant pas 700°. Ils soulignent également l'influence des processus de muscovitisation secondaire au-delà du stade de cristallisation magmatique. Leurs résultats concordent assez bien avec les nôtres, tout au moins quant aux conditions thermodynamiques de la cristallisation de ces granites contenant de l'andalousite et à l'existence de ce minéral en tant que phase de cristallisation primaire.

La confrontation entre les données pétrographiques et géochimiques et les résultats expérimentaux permet en fait d'avancer que la sillimanite dans le granite de la Brame, l'andalousite dans le granite de Chateauponsac et une partie au moins de la muscovite dans le granite à deux micas de St-Sylvestre existent en tant que phases de cristallisation primaires magmatiques. Leur succession s'expliquerait par une modification de la température de cristallisation en rapport avec la composition et vraisemblablement l'importance de la phase fluide. Celle-ci pourrait influencer également sur l'homogénéisation et le grain et expliquer ainsi les variations de structure accompagnant les variations de paragenèse. Comme conséquence importante, il y a aussi le fait que la transformation secondaire de la sillimanite en muscovite dans le granite de la Brame ne peut être prise en considération pour expliquer la disparition de la sillimanite et l'apparition des grands cristaux de muscovite losangique dans la zone de passage au granite à deux micas de St-Sylvestre.

Dans le cas d'un enrichissement brutal en éléments volatils, et non progressif comme c'est le cas dans le massif de St-Sylvestre, on pourrait passer directement du champ de stabilité d'un minéral comme la sillimanite ou la cordiérite à celui de la muscovite sans qu'apparaisse la phase "andalousite". C'est probablement d'un tel phénomène que relèvent en partie les relations entre le granite à deux micas de la Marche et celui de Guéret, et dans cette différenciation plus brutale, il faut voir certainement l'influence de processus tectoniques. Il faut remarquer aussi cependant que le granite de Guéret renferme de petits massifs ou filons de granite à grain fin à deux micas, dans lesquels de l'andalousite apparaît parfois.

L'influence des éléments volatils sur la température de fusion des systèmes expérimentaux a pour effet d'élargir le champ de stabilité de la muscovite en tant que phase primaire magmatique. Comme ce minéral est surtout abondant dans les granites riches en éléments volatils, il peut certainement se former à des pressions d'eau plus faibles que celles admises jusqu'à présent, et le problème de sa formation dans les conditions normales de fusion du granite se pose alors différemment. Les conditions thermiques du développement de la muscovite primaire pourraient donc être réalisées sur la base de la composition réelle des granites à deux micas étudiés, et pas seulement comme l'a admis J. LAMEYRE (1966) sur la base de la composition initiale reconstituée en faisant dériver la muscovite d'une transformation métasomatique des feldspaths en accord avec les réactions expérimentées par J. HEMLEY et M. LAGACHE. Mais, comme dans les granites étudiés une partie de la muscovite est effectivement deutérique, il y a bien cet enchaînement entre les processus de cristallisation primaire et les processus secondaires que J. LAMEYRE (ibid) a particulièrement souligné.

Le problème de l'origine de la muscovite doit également être discuté en fonction de son évolution quantitative à l'intérieur même des granites à deux micas. J. LAMEYRE et M. ROQUES (1964) ont mis en évidence une croissance corrélative du quartz et de la muscovite dans les granites, accompagnée d'une diminution de la somme des feldspaths et de la teneur en sodium. Dans le Massif de Mortagne, en Vendée, J.P. RENARD (1969) a observé également une augmentation corrélative du quartz et de la muscovite, mais en liaison avec un enrichissement en sodium et en albite et un appauvrissement en potassium et en feldspath potassique. Le granite de la Marche comprend un faciès très nettement enrichi en muscovite, avec disparition de la biotite, à albite seule sans oligoclase, et qui correspond donc également à des roches particulièrement acides et sodiques. Dans ces deux derniers cas (Mortagne, La Marche), la croissance corrélative du quartz et de la muscovite accompagne la sodification. Par comparaison avec les résultats obtenus par J. LAMEYRE et M. ROQUES (1964), il semblerait que l'enrichissement en muscovite puisse caractériser plusieurs types d'évolution ; celui mis en évidence par ces auteurs a son aboutissement dans les greisen ; on peut voir dans les albitites à muscovite ou lépidolite signalées par G. AUBERT et al. (1965) une exagération de la différenciation sodique observée. La greisenisation est un phénomène qui affecte d'ailleurs les albitites (ibid). Dans les cas que nous avons étudiés, l'évolution constatée durant cette différenciation sodique reste néanmoins compatible avec une origine métasomatique de la muscovite à partir des feldspaths, telle qu'elle est admise par J. LAMEYRE et M. ROQUES (1964), l'orthose étant alors affectée seule. Mais ces variations minéralogiques et chimiques peuvent tout aussi bien être interprétées dans l'optique d'une cristallisation primaire de la muscovite. Elles jouent en effet dans un sens favorable aux conditions chimiques et thermodynamiques du développement de la muscovite primaire que l'on a pu établir par comparaison avec les granites à biotite. En particulier, la diminution de la teneur en calcium qui accompagne la différenciation favorise la cristallisation de la muscovite primaire sur le plan thermodynamique, et, de même que l'accroissement de la silice, elle la favorise également sur le plan chimique par suite d'une croissance de l'alumine disponible dont la teneur globale varie assez peu. Ce dernier facteur n'est certainement pas à négliger, et on rappellera à cet égard que le faciès à muscovite seule de la Marche est très alumineux. La variation des éléments volatils au cours de l'évolution serait également à prendre en considération.

L'existence de ce granite à deux micas "avorté", représenté par la formation granito- gneissique de la Brame, permet de saisir certains aspects du rôle de la phase fluide dans la formation des granites à deux micas. On peut en déduire que, dans l'exemple étudié, le granite à biotite et les granites à deux micas diffèrent par leurs phases de cristallisation primaire, et l'hypothèse d'une remobilisation du granite à biotite qui aurait conduit aux granites à deux micas paraît peu vraisemblable contrairement à ce que nous avons supposé à un moment pour ce massif de St-Sylvestre (G. RANCHIN - 1968). La composition des granites à deux micas en éléments majeurs y est déjà réalisée au niveau du granite à biotite ; dans le massif de Guéret, en plus du rôle des éléments volatils, il faut concevoir une différenciation acide, et à un degré moindre alcaline, pour passer aux granites à deux micas de la Marche.

L'hypothèse envisagée diffère de celle proposée par F. LEUTWEIN (1965) pour la genèse des granites à deux micas de l'Erzgebirge en ce sens qu'elle n'implique pas une remise en mouvement des granites à biotite sous l'influence d'une phase alcaline pouvant aller jusqu'à l'anatexie endogène. Mais cette dernière représente une alternative valable pour

la genèse des granites à deux micas étudiés dans la mesure où elle attribue également un rôle essentiel à la phase fluide. L'hypothèse d'une remise en mouvement d'un matériel granitique à l'occasion d'une phase alcaline aidée par un enrichissement en éléments volatils a également été retenue par G. AUBERT (1968) pour expliquer la genèse des albitites de Beauvoir et Echassières, et cet auteur a également souligné l'influence probable de P_2O_5 , Li_2O et F sur les conditions de fusibilité de ces roches. Cette influence, on la retrouve également pour les pegmatites. Un résultat particulièrement significatif est celui obtenu par R.H. JAHNS et C.W. BURNHAUS (1958) qui ont étudié les conditions de fusion des pegmatites naturelles. En présence de vapeur d'eau et à une pression de 2 kbars, les températures de fusion des pegmatites étudiées se sont révélées inférieures de 140° à celles du granite. Ainsi donc, aussi bien dans l'individualisation des granites à deux micas et la cristallisation de la muscovite que dans les différenciations les plus spectaculaires de ces roches, le rôle joué par l'importance et la composition de la phase fluide paraît essentiel.

C - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DES GRANITES A DEUX MICAS

Tous les massifs de granites à deux micas étudiés présentent une évolution géochimique spatiale à caractère bien défini. Mise en évidence grâce à l'utilisation des diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, cette évolution prend l'aspect d'une différenciation acide et sodique, avec les caractéristiques suivantes :

- Eléments augmentant lors de cette différenciation :

Silicium, sodium, étain, béryllium, bore, tantale, cuivre, wolfram - rapport $\frac{Rb}{K}$ et $\frac{Rb}{Ba}$ - Rubidium, caesium, lithium - phosphore.

- Eléments diminuant lors de cette différenciation :

Potassium, calcium, fer, magnésium, titane, baryum, strontium, plomb.

- Eléments faiblement modifiés ou invariant :

Aluminium, zinc, gallium.

Cette évolution chimique s'accompagne de modifications dans les proportions et la composition en éléments majeurs et en éléments à l'état de traces des phases de cristallisation primaires, avec notamment un appauvrissement très progressif en biotite, feldspath potassique et oligoclase, et un enrichissement en quartz et en albite. Les biotites évoluent vers des termes fortement alumineux et pauvres en magnésium qui se rapprochent des sidérophyllites trouvées dans les greisen. Des variations dans la teneur des éléments en traces des minéraux et dans le degré de substitution de ces éléments aux éléments majeurs sont observées qui dépendent de leurs concentrations respectives dans la roche totale. Ces variations pétrographiques sont celles qui font intervenir obligatoirement des changements chimiques. Elles sont liées aux conditions thermodynamiques de la cristallisation, dans la mesure où celles-ci fixent la stabilité des phases minérales dans une zone déterminée, ce qui déclenche le processus de différenciation.

Par certains aspects, cette évolution chimique prolonge celle observée dans les granites à biotite puisqu'elle consiste notamment en une augmentation de la silice et en une

diminution du calcium, des éléments ferro-magnésiens, du baryum, du strontium, du plomb... Mais, par contre, elle marque un renversement des tendances alcalines par suite de la diminution du potassium alors que le sodium augmente ; or, dans les granites à biotite, le potassium croît corrélativement avec la silice, le sodium semblant varier assez peu. Les axes d'évolution des granites à biotites et des granites à deux micas sont en discordance sur les diagrammes de H. de la ROCHE, et nous en avons donné de multiples exemples.

En première approximation, le comportement respectif du sodium et du potassium dans les granites à deux micas peut être ramené aux conditions de formation de l'albite et du feldspath potassique. Dans ces roches pauvres en calcium, la teneur en anorthite des plagioclases est faible et l'albite coexiste généralement avec de l'oligoclase acide. Etant donné que le point de fusion de l'albite (1118°C en système anhydre) est inférieur à celui de l'orthose (1170°C), en liaison avec un degré de liaison ionique plus élevé et l'électro-négativité plus faible de K par rapport à Na, l'albite devrait être moins abondante dans les fractions précoces au sens magmatique du terme et de température plus élevée, ce qui pourrait expliquer la différenciation sodique observée. En fait, cette explication est trop simpliste, car le système bien connu albite-feldspath potassique-H₂O est complexe, avec un minimum de température et une lacune de miscibilité pour les pressions d'eau inférieures à 3,6 kbars. D'autre part, il faut tenir compte de la composition de la phase fluide. C'est ainsi que P.J. WYLLIE et O.F. TUTTLE (1964) ont montré que la température de fusion de l'albite décroît considérablement si on ajoute F à H₂O. En présence d'eau seule, l'albite commence à fondre à 795° pour une pression de 2,7 kbars ; la température de début de fusion est abaissée à 650°C avec 2 % de HF, à 620°C avec 4 % de HF, et à 595°C avec 12 % HF. Dans la mesure où un élément comme le fluor augmente généralement avec la sodification dans les granites à deux micas, dans la mesure également où l'effet serait moindre sur les conditions de formations du feldspath potassique, la cristallisation de l'albite serait favorisée dans les zones de température plus basse et la phase fluide contribuerait de cette manière à la différenciation observée.

Le renversement des tendances alcalines lorsqu'on passe des granites à biotite aux granites à deux micas peut être expliqué en considérant le système albite-anorthite-orthose-H₂O, encore que ce système ait été expérimenté uniquement pour une pression de 5 kbars par H.S. YODER et al. (1957), mais les indications générales que l'on peut en tirer sont certainement applicables aux granites étudiés. La figure n° 24 a représente une projection de ce système et la figure 24 b le schéma de la cristallisation d'un bain fondu de composition O (d'après T.F.W. BARTH - 1969). Pour une cristallisation en équilibre, les premiers cristaux formés sont des plagioclases de composition Q, puis la composition du bain se modifie pour atteindre la ligne cotectique en P. Il se dépose alors un feldspath potassique de composition R', et les cristaux de plagioclases ont maintenant la composition R. La composition du bain se modifie ensuite et atteint P' : les cristaux formés ont en définitive les compositions S et S'. Dans le cas d'une cristallisation fractionnée, le bain ne réagit pas avec les premiers cristaux formés Q, et sa composition vient en P". Un feldspath potassique de composition Z' se dépose, en même temps qu'un plagioclase de composition Z. Le bain résiduel migre ensuite jusqu'en E où il cristallise entièrement.

Les points correspondant à la composition normative des principaux granites étudiés dans le diagramme Ab-An-Or ont été reportés sur la figure 24 c. Ces points ont

été déterminés ¹⁾ sur la base de la composition chimique moyenne des différents faciès pour le granite de Guéret et le granite à deux micas de la Marche, et, pour le granite à deux micas de St-Sylvestre, sur la base des compositions calculées dans les différents sondages (tableaux n° 22 et 22 bis). Les vecteurs marquent le sens de l'évolution dans chacun des massifs considérés : ils permettent d'observer à nouveau la discordance évolutive entre les granites à biotite et les granites à deux micas que le système Q-Ab-Or (sous la forme des diagrammes de H. de la ROCHE) avait mise en évidence. Par comparaison avec la figure 24 a, il apparaît que les tendances évolutives réellement observées dans ces deux types de granites sont conformes à l'évolution prévisible de la composition d'un bain fondu pour une température décroissante dans les secteurs respectifs occupés par des granites. Les vecteurs qui correspondent aux granites à deux micas sont parallèles et pratiquement confondus avec la ligne cotectique.²⁾ De plus, la position de cette ligne cotectique au voisinage de la ligne Ab-Or et plus près du pôle Or peut expliquer l'enrichissement en alcalins constaté dans les granites à deux micas ou dans les granites à biotite les plus acides.

H.S. YODER et al. ont également déterminé expérimentalement les lignes joignant la composition des deux feldspaths qui coexistent à une température déterminée (figure 24 d). Plus l'angle que fait cette ligne avec le côté Ab-Or est petit, plus la température de cristallisation est basse, ce qui coïncide avec le principe du géothermomètre de BARTH (1951). Cette règle a été vérifiée par P.M. ORVILLE (1958) pour les feldspaths de pegmatites zonées. Elle devrait s'appliquer aux granites à deux micas dont les termes très sodiques peuvent contenir une albite presque pure avec un pourcentage très faible d'anorthite. Mais, d'une manière générale, le fait que les lignes joignant la composition des deux feldspaths soient alors presque confondues avec le côté Ab-Or rend difficile en pratique la mise en oeuvre de cette méthode.

D - LES STADES DE DIFFERENCIATION PETROGRAPHIQUE DANS LES GRANITES A DEUX MICAS

A la suite de travaux antérieurs (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b), différentes zones ont été distinguées dans les granites à deux micas sur la base de certains critères pétrographiques qui paraissent avoir une valeur universelle. Dans le sens d'une sodification croissante, les stades 1 et 2 se caractérisent respectivement par l'absence ou la présence de perthites mâclées en taches coalescentes dans les feldspaths potassiques, le stade 3 par une structure microgrenue à quartz porphyrique. Un stade 4 pourrait être

1) Pour les granites à deux micas, le calcul de norme a été effectué suivant le processus testé avec le granite de Guéret (ARNOLD, KURTBAS et RANCHIN - 1968), mais en utilisant évidemment tout le magnésium et le fer pour fabriquer de la biotite (suivant sa composition réelle lorsqu'elle était connue) puisqu'il n'y avait pas de cordiérite à former. Tout en s'inspirant de la mésonorme de BARTH, les normes calculées sont adaptées à la composition minéralogique réelle de la roche.

2) Cela n'est plus vrai dans le système Q-Ab-Or-An, où l'on retrouve cependant la discordance évolutive entre granites à biotite et à deux micas. L'évolution des granites à deux micas reste alors conforme à celle du bain dans le plan du cotectique Ab-An-Or. (BARTH - 1966, cité par BARTH - 1969).

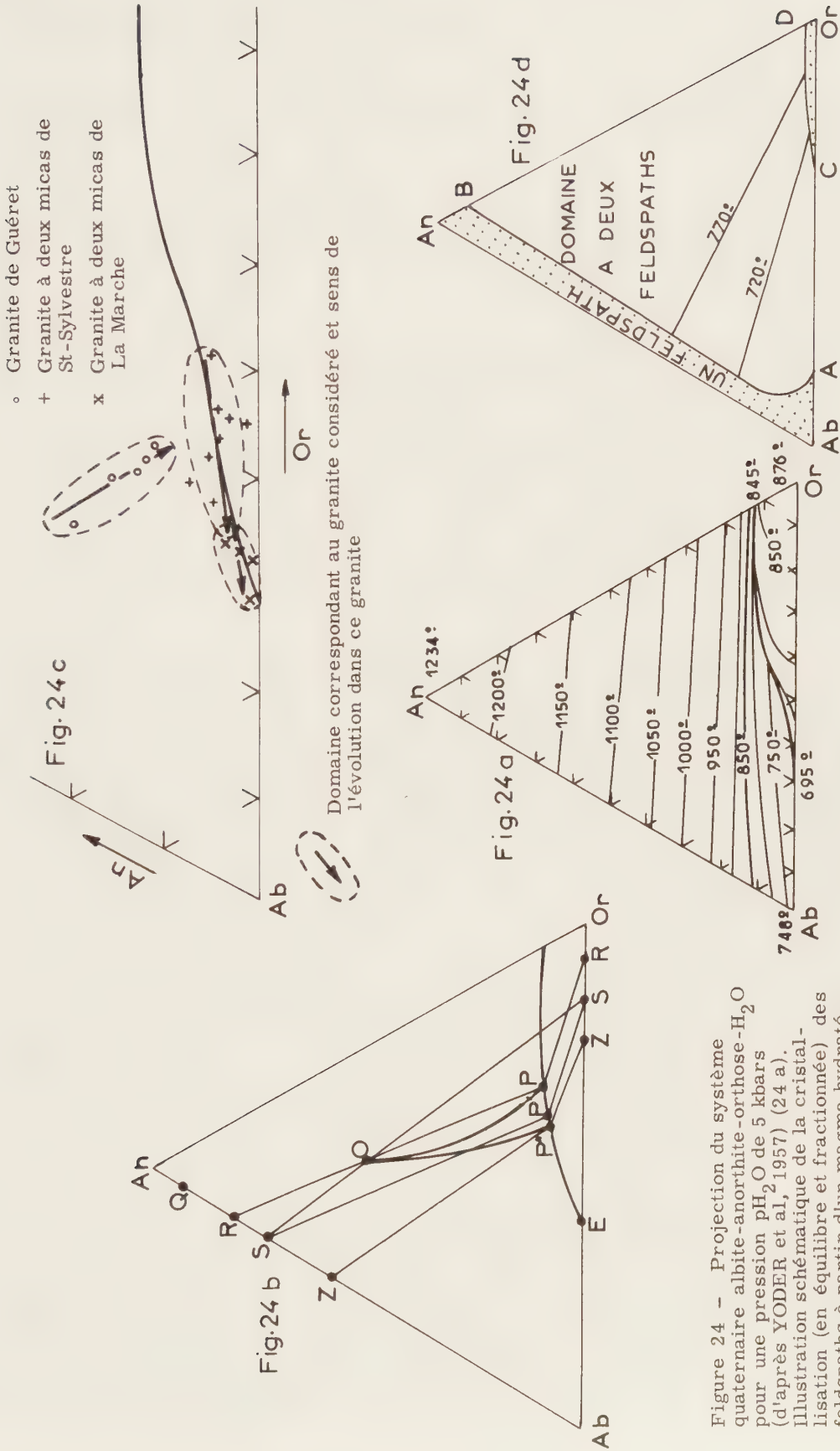


Figure 24 - Projection du système quaternaire albite-anorthite-orthose-H₂O pour une pression pH₂O de 5 kbars (d'après YODER et al, 1957) (24 a). Illustration schématique de la cristallisation (en équilibre et fractionnée) des feldspaths à partir d'un magma hydraté profond (d'après T.F.W. BARTH, 1969) (24 b). Position de quelques granites étudiés et axes d'évolution (24 c). Lignes déterminées expérimentalement joignant les feldspaths qui cristallisent à une température donnée (AB et CD) : intersections hypothétiques de la surface du solidus par celle du solvus (d'après YODER et al, 1957) (24 d).

représenté par les albitites de Beauvoir et de Montebbras étudiés récemment par G. AUBERT (1966 - 1968). Ces stades correspondent effectivement à une différenciation acide et sodique croissante, mais, tout au moins pour les trois premiers, l'apparition du caractère de zone n'est pas lié à une composition en éléments majeurs déterminée, mais aux conditions thermodynamiques de la cristallisation. Bien que la différenciation chimique soit liée à ces conditions thermodynamiques de la cristallisation, la nuance est importante, car entre les massifs de granites à deux micas la composition en éléments majeurs et en certains éléments à l'état de traces est susceptible de varier indépendamment de la différenciation. Nous avons vu qu'il en était ainsi entre le granite de la Marche et la granite de St-Sylvestre. Ces critères permettent en fait d'établir un parallèle entre les degrés d'évolution de massifs à caractéristiques chimiques différentes. A titre de comparaison, la présence d'albite seule et l'absence d'oligoclase acide ne sont pas de bons critères de différenciation, car trop liés à la teneur en sodium qui varie pour un même degré de différenciation acide.

La présence de perthites mâclées s'accompagne généralement d'une interpénétration marquée de l'albite et du feldspath potassique. Nous avons montré que le développement des facultés d'albite se faisait progressivement à partir des veinules classiques d'exsolution, avec une tendance à croître en dehors des plans de ségrégation habituel des perthites en utilisant les discontinuités physiques du cristal, fissures, plans de mâcles, etc ... Ce type de perthites correspond donc à une immiscibilité croissante de l'albite et du feldspath potassique, et non à un remplacement du feldspath potassique par l'albite, autrement dit à un phénomène d'albitisation. Cette séparation s'est faite par diffusion d'ions dans l'état solide en direction des phases minérales indépendantes à énergie libre plus grande, ce qui n'est réalisé qu'au-dessous du solvus (BARTH - 1969). Elle a eu lieu probablement en présence de vapeur d'eau ou d'un fluide interstitiel agissant comme catalyseur et accélérant les échanges d'ions comme dans les expériences de J. WYART et G. SABATIER (1958), ou dans celles de O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958). Le passage à la zone à perthites mâclées peut correspondre soit à une modification de l'énergie libre des phases séparées en rapport avec un changement dans la température de cristallisation des phases primaires, soit au franchissement d'une barrière d'énergie qui arrêta l'exsolution, cela par l'effet d'une pression externe. Selon T.F.W. BARTH (1969), l'effet d'une "strain energy" peut activer les atomes de sodium et permettre une exsolution à des températures très basses inférieures à 400°. F. CHAYES (1952) a accordé un rôle prépondérant à des énergies de ce type dans la formation des perthites coalescentes à partir des perthites submicroscopiques. Dans le cas du massif de St-Sylvestre, la disparition du microcline quadrillé dont le développement est lié à des contraintes dynamiques n'entraîne pas celle des perthites mâclées. Leur formation serait donc liée plutôt aux conditions de cristallisation des phases primaires, ce qui assure leur valeur en tant que critère de différenciation. C'est peut-être d'ailleurs un faux problème, car la différenciation est souvent en rapport avec des phénomènes d'ordre tectonique même à l'intérieur de ces massifs de granite à deux micas.

Il n'en reste pas moins que cette perthitisation est un phénomène "post-magmatique", même si son développement paraît inséparable des conditions dans lesquelles a eu lieu la phase de cristallisation principale. Des discordances entre l'évolution chimique et une différenciation pétrographique basée sur ce système sont à craindre. Le fait se produit dans le massif de St-Sylvestre. Toute la région Nord qui comporte normalement deux zones, avec ou sans perthites mâclées, est beaucoup plus sodique que la région centrale : il en résulte qu'au Nord la zone sans perthites mâclées a la même composition en éléments

majeurs que la zone à perthites mâclées de la région centrale. En raison de la proximité du granite de Guéret, cette variation a été attribuée au passage à une granitisation de "type Marche", plus sodique, et il n'y aurait donc pas véritablement discordance. Cette hypothèse demanderait à être vérifiée cependant à l'aide d'une étude plus précise portant sur des éléments en traces comme l'étain ou le béryllium qui varient uniquement en fonction de la différenciation.

Les faciès microgrenus sont certainement développés dans les parties apicales des massifs qui correspondent corrélativement à des zones de sodification intense. De ce fait, la structure microgrenue caractérise toujours des roches très albitiques.

Dans les grands massifs de granite à deux micas comme celui de St-Sylvestre ou de la Marche, les différents stades de différenciation sont généralement représentés. Par contre, les petits massifs circonscrits et à l'extrême les coupoles granitiques comme Montebrias correspondent à un ou deux des stades de différenciation, sans qu'apparaissent les stades plus potassiques ou plus sodiques selon le cas. Lorsque ce sont les stades les plus sodiques qui affleurent, un raccordement en profondeur aux stades moins évolués est parfois possible, mais ce n'est en aucune manière une certitude, car les structures annulaires sont fréquentes dans ces massifs de granite à deux micas, et le problème se pose toujours de savoir si on est en présence de structures emboîtées ou de structures superposées. Le rôle de la différenciation horizontale dans la disposition périplutonique des minéralisations du granite de St-Sylvestre a notamment été souligné.

E - LES PROCESSUS "AUTOMETAMORPHIQUES" ou "DEUTERIQUES"

Nous avons appelé "processus deutériques" l'ensemble des transformations ayant affecté des minéraux déjà cristallisés durant la période de temps qui correspond à l'étalement des processus de granitisation dans un massif. Ces processus consistent en un échange d'ions par diffusion entre deux phases solides ou par réaction entre une phase solide et la phase demeurée fluide. Ils ont souvent une répartition zonale, comme c'est le cas pour les phénomènes de perthitisation qui viennent d'être décrits et qui entrent dans cette catégorie de transformations.

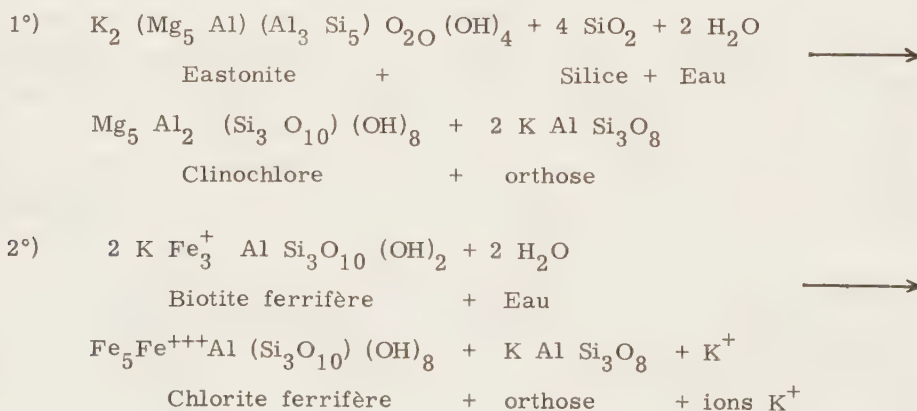
Les phénomènes deutériques sont particulièrement nombreux dans les granites à texture cataclastique où les contraintes dynamiques rendent instables certaines des phases minérales. C'est le cas pour l'orthose qui se transforme en microcline par diffusion d'ions avec développement de la macle croisée. Au nombre de ces phénomènes, un des plus spectaculaires et des plus répandus, notamment dans la chaîne de la Marche, est le développement d'antiperthites dans l'albite ou l'oligoclase ; il est facile de l'expliquer d'après les expériences de J. WYART et W. SABATIER (1958) et celles de F.M. ORVILLE (1963) sur les échanges d'ions par réaction entre les feldspaths et des solutions de chlorures alcalins. P.M. ORVILLE a démontré qu'une vapeur qui atteint l'équilibre avec deux feldspaths alcalins à une certaine température cède en se refroidissant une partie du potassium qu'elle contient, ce qui amène le remplacement d'une partie du feldspath sodique par du feldspath potassique. La vapeur quant à elle s'enrichit en sodium. Dans les granites syncinématiques, une phase d'échauffement mécanique de la vapeur suivi d'un refroidissement pourrait être à l'origine des antiperthites.

Une antiperthite a été réalisée expérimentalement par J. WYART et

W. SABATIER (1958) qui ont provoqué la séparation d'un labrador mis en présence de K Cl fondu puis d'eau pure en deux phases, l'une riche en calcium, l'autre riche en potassium : la réaction s'est produite dès 500° pour une pression de 600 bars. D'une manière générale, les échanges d'ions alcalins réalisés par ces auteurs (1956 a et b) se placent au-dessus de 400° pour une pression de quelques centaines de bars. Dans les expériences de P.M. ORVILLE, la réaction entre les feldspaths et les solutions alcalines commence à 300° pour une pression de 2000 bars, mais à cette température le phénomène est très lent. Donc, tous ces phénomènes deutériques qui mettent en jeu des échanges d'ions alcalins tels que la formation des perthites coalescentes et des antiperthites, ou le développement du microcline quadrillé, ont dû se dérouler dans une gamme de températures comprises entre 350° et 600°.

Dans la mesure où la muscovite secondaire développée métasomatiquement aux dépens des feldspaths prolonge souvent les cristaux d'origine primaire, sa formation doit prendre place vers les températures élevées de cette gamme. L'enchaînement déjà évoqué à la suite de J. LAMEYRE (1966) qui se manifeste ainsi entre un phénomène purement magmatique et un processus deutérique se retrouve certainement dans la formation des perthites coalescentes.

Un autre groupe important de phénomènes deutériques devrait être représenté par les altérations secondaires de la biotite, mais il faut prendre garde que toutes les altérations de ce type ne sont pas nécessairement deutériques et certaines sont liées à une tectonique post-granitique. Ces phénomènes sont habituels dans les granites à texture cataclastique, comme celui de la Marche où la biotite est régulièrement transformée en chlorite et séricite. Dans les sondages effectués sur le granite à deux micas de St-Sylvestre, au-dessous de la zone d'altération superficielle, la biotite est souvent chloritisée, avec apparition de fluorine et de leucoxène. Des phénomènes plus intenses ont été observés dans une zone de fissuration (ES 1), où la biotite est remplacée par un mélange de chlorite, de séricite et également par des fuseaux minces de feldspath potassique : cette transformation s'accompagne d'une silicification de la roche avec formation de brèches quartzo-phylliteuses. L'une des deux réactions probables données par F. CHAYES (1955) pour la formation de feldspath potassique à partir de la biotite lors de la chloritisation nécessite effectivement un apport de silice.



D'après F. CHAYES, l'assemblage feldspath potassique-chlorite est stable au-dessous de 350° pour une pression de 1 kbar. Ces transformations prendraient donc place

dans une gamme de températures qui correspond à l'action hydrothermale.

La plupart des processus deutériques font intervenir la vapeur d'eau, soit qu'elle prenne part directement à la réaction (chloritisation et séricitisation des biotites, muscovitisation des feldspaths), soit qu'elle intervienne comme agent échangeur ou comme catalyseur dans les transferts d'ions alcalins. Le rôle de la phase fluide dans les processus deutériques est donc essentiel. Nous verrons enfin que certains aspects de la répartition d'éléments en traces tels que l'uranium ne peuvent s'expliquer que dans le cadre de la phase deutérique.

DEUXIEME PARTIE

LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM

VARIATIONS COMPAREES DU THORIUM ASPECTS METALLOGENIQUES

CHAPITRE I

GENERALITES SUR LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM DANS LES ROCHES GRANITIQUES

I - L'INFLUENCE DE L'ALTERATION METEORIQUE SUR LA REPARTITION DE L'URANIUM - RAPPEL DE QUELQUES DONNEES ESSENTIELLES

Toute étude sérieuse sur les variations de l'uranium en rapport avec l'évolution granitique nécessite une prise de conscience préalable de l'ampleur des perturbations qu'entraîne l'altération superficielle. D'une manière rétrospective, les données qui résultent de travaux n'ayant pas tenu compte de ce facteur devront toujours être considérées avec circonspection. L'objet de l'ouvrage en cours n'est pas l'étude de l'influence de l'altération sur la géochimie de l'uranium ; de ce vaste problème, nous dirons seulement quelques mots de manière à expliciter la démarche méthodologique qui a été suivie.

Déjà G.H. NEUERBURG, en 1955, signalait une perte d'uranium dans les roches altérées et indiquait que la quantité de cet élément susceptible d'être modifiée par l'altération dépendait de son mode de répartition. Les travaux de S.H.U. BOWIE (cité par C.F. DAVIDSON - 1957) et ceux de M. ROUBAULT et R. COPPENS (1959) mettaient en évidence une augmentation de la radioactivité alpha diffuse ou fissurale dans les roches altérées, signe d'une dispersion accrue de l'uranium. E.H. HAMILTON (1958) insistait également sur la baisse de la teneur en uranium observée dans les roches altérées. Parmi les phénomènes d'altération susceptibles d'entraîner une redistribution secondaire de l'uranium dans les granites, N.I. BARANOV et al. (1962) mentionnaient les processus supergènes.

L'utilisation de sondages traversant dans sa totalité la zone altérée superficielle et sur une certaine distance la roche saine profonde ont permis de connaître avec précision les modifications de la teneur et du mode de répartition de l'uranium provoquées par l'altération météorique dans les granites à deux micas du Limousin. Les principales études ont été faites dans le granite de Blond (J. BARBIER - 1968) et dans la zone Ouest du granite de St-Sylvestre (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 a et c) (G. RANCHIN - 1967). Dans les cas étudiés, les teneurs en uranium primaire sont de l'ordre de 20 $\mu\text{g/g}$;

une partie importante de cet uranium (environ 50 %) est sous forme d'uraninite. Le passage de la zone saine à la zone altérée est marquée par l'oxydation et la destruction de l'uraninite, également par l'oxydation du fer ferreux. Au total, il semble bien que près de 65 % de l'uranium soit mis en mouvement ; après un stade transitoire consistant en la précipitation d'autunite, cet uranium mobilisé est redistribué pour une part sur les constituants du complexe d'altération dans les roches superficielles, et pour l'autre entraîné par les eaux de circulation. Il en résulte une baisse considérable de la teneur moyenne en surface, 9 à 10 $\mu\text{g/g}$ contre 20 $\mu\text{g/g}$ en profondeur, et des teneurs en uranium très variables à l'échelle de l'échantillon. C'est ainsi que pour un fond géochimique en profondeur pratiquement homogène, les teneurs des roches de surface s'échelonnent entre 4 et 20 $\mu\text{g/g}$ dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre.

L'importance des remaniements est évidemment en rapport avec l'abondance de l'uraninite dans ces roches et la teneur élevée en uranium, ces deux facteurs étant liés, mais cela ne veut pas dire que les quantités d'uranium libérées par les autres minéraux sont nécessairement négligeables. L'uraninite est facilement détruite dans des conditions oxydantes ; d'une manière plus générale, la sensibilité de l'uranium aux phénomènes d'oxydation est due à la transformation de l'uranium IV en uranium VI dans les conditions oxydantes avec formation d'ions uranyles UO_2^{++} beaucoup plus solubles que l'ion U^{4+} . Les perturbations entraînées par l'altération sont beaucoup moins accentuées dans les granites qui contiennent peu d'uraninite avec une proportion majoritaire d'uranium renfermée dans des minéraux plus résistants tels que la monazite. Dans le Limousin, il en est ainsi notamment pour les granites calco-alcalins à biotite dont la teneur est également beaucoup plus faible. Les phénomènes mis en évidence dans les granites à deux micas riches à la fois en uranium et en uraninite représentent donc un cas extrême.

II - SUR LE MODE DE LOCALISATION DE L'URANIUM DANS LES ROCHES GRANITIQUES

Le problème de la localisation de l'uranium dans les roches granitiques a fait l'objet de très nombreuses études. Parmi les travaux qui ont un caractère synthétique, les plus connus sont ceux de E. PICCIOTTO (1950), M.R. KLEPPER et D.G. WYANT (1955), E.S. LARSEN et al. (1955), D. GOTTFRIED et W.L. SMITH (1955), G. NEUERBURG (1955), L.V. TAUSON (1956), R. COPPENS (1957), I. HAYASE (1957), M. ROUBAULT et R. COPPENS (1957 - 1959), L.L. LEONOVA et L.V. TAUSON (1959), M.S. FILIPPOV et L.V. KOMLEV (1959), A.Y.A. KRYLOV et L. Ya ATRASHENOK (1959), G. JURAIN (1962), V.I. BARANOV et al. (1962). Une des préoccupations essentielles a d'abord été de calculer la proportion d'uranium solidement fixé dans les réseaux de certains minéraux, soit qu'il se présente sous forme de minéraux d'uranium indépendants, soit qu'il se substitue diadochiquement à d'autres éléments. Lorsqu'il s'agit de minéraux ponctuels à forte teneur cet uranium émet des traces alpha denses et bien groupées ayant l'aspect d'oursins. Dans le cas d'un uranium à faible teneur et en position diadochique, la radioactivité est diffuse, mais néanmoins bien localisée parce qu'à l'aplomb de minéraux généralement de très petite taille.

A cet uranium qui se traduit par des groupements plus ou moins denses mais très locaux de traces α , il est généralement opposé une autre forme d'uranium qui donne lieu à des activités alpha diffuses ou fissurales, généralement plus faibles, et qui peut être

entraîné par les solutions acides ou alcalines diluées. C'est en majorité l'uranium retenu sur les surfaces intercrystallines ou intra-cristallines par des énergies très faibles du type de la liaison de Van der Waals. Cet uranium est beaucoup plus dispersé que le précédent. Différents diluants ont été utilisés pour effectuer cette première distinction, par exemple une solution de carbonate d'ammonium à 9 % par L.V. TAUSON (1956), A. Ya KRYLOV et L. Ya ATRASHENOK (1959), ou encore une solution d'acide nitrique 1 N (H. BROWN et L. SILVER - 1955). Au centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy, c'est une solution d'acide chlorhydrique 1 N qui sert pour ce genre d'opérations. La poudre porphyrisée est lessivée deux fois sur papier filtre Schleicher bande noire par 10 cm³ de la solution. L'uranium qui n'est pas entraîné est dit "fixé", et l'uranium enlevé est dit "soluble" ou "mobile". Il s'agit en fait d'un simple test, car chaque définition correspond à plusieurs formes possibles de l'uranium, mais qui apporte néanmoins de précieux renseignements. Parmi les activités fissurales, il y a également celles qui sont dues à des minéraux secondaires d'uranium comme l'autunite : la radioactivité est alors très forte, mais ces minéraux ne résistent généralement pas aux diluants qui viennent d'être cités.

Aucune loi générale ne peut évidemment être tirée de ce genre d'expériences, et les résultats apparaissent parfois contradictoires. C'est en fait le contraire qui serait étonnant, car aussi bien la teneur que les proportions des différentes formes sous lesquelles apparaît l'uranium varient suivant les granites. D'autre part, des modifications sont apportées par l'altération météorique dans la manière d'être de l'uranium ; ces modifications n'ont pas la même intensité dans les différents types de granite, et les roches qui ont servi de matériaux d'essai ne présentaient pas toutes le même degré d'altération.

Comme nous l'avons signalé antérieurement dans une étude sur la répartition de l'uranium dans les roches granitiques saines du massif de St-Sylvestre (G. RANCHIN - 1968), il importe avant toutes choses de distinguer les formes de répartition primaires des formes de répartition secondaires liées à l'altération. En l'occurrence, toutes facilités nous ont été fournies grâce à l'utilisation de sondages à l'intérieur desquels il est facile de se placer au-dessous de la zone d'altération superficielle. Les formes de répartition secondaires qui subsistent sont alors celles qui sont liées à des altérations endogènes, telles certaines chloritisations, et qui peuvent être deutériques ou largement postérieures à la formation du granite. Autrement, il nous paraît bien difficile d'étudier l'incidence que peuvent avoir ces phénomènes sur la répartition de l'uranium, sauf dans certains cas particuliers, car leurs effets ne sont pas toujours très spectaculaires. Ils sont alors masqués dans les roches superficielles par l'augmentation générale de l'activité diffuse liée à l'adsorption de l'uranium mobilisé par les minéraux du complexe d'altération, chlorites, produits de transformation des plagioclases, etc ... V.I. BARANOV et al. (1962) ont accordé aux processus autométamorphiques un rôle essentiel dans les phénomènes de redistribution secondaires de l'uranium à l'intérieur des roches granitiques. Toutefois, certains des phénomènes qui sont évoqués peuvent être aussi bien le fait de processus supergènes, dont l'influence est d'ailleurs admise par ces auteurs qui n'indiquent cependant pas le rôle respectif de l'altération météorique d'une part et des transformations autométamorphiques de l'autre. Dans le massif de Kyzyltau (Kazakhstan), ils signalent une augmentation de la radioactivité diffuse dans les principaux minéraux en liaison avec l'intensité de la séricitisation pour les plagioclases, avec la chloritisation pour les biotites, avec la pigmentation (ferrugineuse ?) pour les feldspaths potassiques ; des émissions denses de traces alpha liées à des produits de remplacement caractérisent les bordures altérées des cristaux de

magnétite, et certains cristaux très altérés d'apatite, de monazite, de zircon. Les sphènes secondaires formés lors de la chloritisation des biotites ont également une activité marquée. C'est une constatation que nous avons pu faire également dans le granite à deux micas de St-Sylvestre où les phénomènes d'altération endogène qui affectent la biotite s'accompagnent de la formation de leucoxène plus ou moins bien cristallisé et radioactif (G. RANCHIN - 1968). S'il est indubitable dans la plupart des cas qu'une partie de l'uranium a été remise en mouvement par des phénomènes de ce type qui semblent bien provoqués le plus souvent par l'action d'eaux juvéniles, il est toujours difficile de dater ces événements. Il faut cependant avoir parfaitement conscience du problème. Dans ce domaine, des possibilités sont apportées par l'examen comparé d'une part des traces laissées par les produits de la fission naturelle et d'autre part des traces laissées par la fission induite après irradiation sous un flux de neutrons. Si l'irradiation provoque ou accentue des inégalités dans la répartition des traces de fission, c'est qu'elle révèle un uranium jeune qui n'a subi que peu d'événements naturels de fission. Aussi, la comparaison avec la densité des traces de fission naturelle correspondant aux différentes formes d'uranium dispersé permet de dater les époques successives où ces formes diverses ont pris naissance. Cette technique a été appliquée avec succès par A.N. KOMAROV et Yu. A. SHUKOLYAKOV (1966) à l'uranium dispersé dans les micas. Ces auteurs ont pu ainsi montrer que l'uranium des micas étudiés avait trois origines différentes : une partie est répartie uniformément et a probablement été capturée lors de la cristallisation du mica, une autre en films a pénétré dans les clivages au cours des temps géologiques, et enfin un uranium jeune a été adsorbé dans les plans de clivage lors des processus supergènes. A la demande du Centre de Recherches Radiogéologiques, ces techniques ont commencé à être expérimentées au Centre d'Etudes Nucléaires de Vitry, et nous en verrons les premiers résultats.

La conclusion essentielle qui ressort de ces remarques, c'est que le mode de localisation de l'uranium dans les roches granitiques, et en particulier les proportions respectives des différentes formes sous lesquelles il peut apparaître, est conditionné non seulement par le processus de granitisation lui-même, mais par tous les événements qui ont pu affecter le granite depuis sa formation, à commencer par les processus deutériques, puis par l'action des eaux juvéniles au cours des temps, et enfin par l'influence de l'altération supergène. Pour les granites qui font l'objet de cette étude, et qui sont généralement soit des granites alcalins, soit des granites calco-alcalins, les différentes formes sous lesquelles apparaît l'uranium sont les suivantes :

- 1°) Uranium cristallisé sous forme de minéraux indépendants pouvant être soit primaires, comme l'uranium, soit secondaires, comme l'autunite.
- 2°) Uranium en position intra-cristalline dans les structures de minéraux accessoires transparents contenant du thorium et des terres rares (zircon, monazite, apatite). Cet uranium est pour l'essentiel, selon toute vraisemblance, fixé solidement dans le réseau, et il se substituerait diadochiquement au calcium, au thorium ou au zirconium.
- 3°) Uranium en position intra-cristalline dans les minéraux essentiels, particulièrement la biotite ; tout porte à croire que cet uranium est logé dans les défauts du minéral, les clivages, les plans d'accolement des macles, et retenu par des énergies faibles du type de la liaison de Van der Waals. Cet uranium est trop dispersé pour être révélé par l'autoradiographie.

4°) Uranium associé à des produits d'altération divers remplaçant les principaux minéraux du granite ou localisés dans les fissures. Certains de ces produits peuvent avoir une activité alpha assez intense, tels les chlorites, les leucoxènes, les oxydes de fer pigmentant les feldspaths ou disposés dans les fissures. Le plus souvent, les minéraux qui sont altérés au voisinage de la surface, en particulier les plagioclases et les biotites transformées partiellement en chlorite avec des exsudations d'oxydes de titane, n'ont qu'une activité très faible et diffuse. Pour que ces formes de répartition soient présentes, il faut qu'il y ait une altération qui peut avoir des origines très diverses et s'être produite à des époques très différentes.

Parmi d'autres formes possibles citées par les auteurs, certaines nous paraissent représenter un cas particulier des précédentes. Il en est ainsi pour les inclusions sub-microscopiques très radioactives (L.V. TAUSON - 1956) (V.I. BARANOV et al. - 1962) : certains cristaux d'uraninite dans les granites à deux micas, généralement situés dans le quartz, sont à peine décelables au microscope avec les plus forts grossissements. Il a été suggéré aussi que l'uranium pouvait être dissous dans les inclusions fluides des minéraux (E. PICCIOTTO - 1950, cité par G.J. NEUERBURG - 1955) (L.V. TAUSON - 1956) ; à notre connaissance, ce fait n'a pas été démontré, mais il est parfaitement plausible.

III - DONNEES GENERALES SUR LES TENEURS EN URANIUM DES ROCHES ERUPTIVES

De très nombreuses études ont été consacrées aux variations de la teneur en uranium en fonction de la composition chimique dans les roches éruptives. Généralement, les auteurs se sont attachés à la mise en évidence des relations existant entre l'uranium et les éléments majeurs, ou entre l'uranium et un paramètre chimique donné qui soit caractéristique du degré de différenciation.

Les résultats concordent assez bien au niveau des grandes catégories de roches éruptives. Il existe une relation positive à caractère très général entre la teneur en silice et la teneur en uranium des roches éruptives. Voici par exemple les valeurs données par R. COPPENS (1964) pour 248 échantillons de Vendée :

	silice	uranium
Roches basiques ($\text{SiO}_2 < 52 \%$)	44,83	0,655
Roches intermédiaires ($52 \% < \text{SiO}_2 < 65 \%$)	55,42	2,78

Les différences sont nettes. Elles seraient encore plus marquées très probablement avec des échantillons prélevés en profondeur et en roche saine ; la perte d'uranium dans les roches de surface est en effet plus forte dans les roches acides à teneur élevée.

En règle générale, la teneur en uranium varie aussi corrélativement avec la

teneur en potassium, et, le plus souvent, ce sont les roches éruptives acides riches en silice et en potassium qui renferment les plus fortes teneurs en uranium. De même, les granites alcalins pauvres en calcium sont réputés plus riches en uranium que les granites calco-alcalins. Mais il faut bien comprendre la signification de ces relations entre l'uranium, d'une part, la silice et le potassium de l'autre. Il ne s'agit pas de corrélations vraies, mais de variations parallèles en liaison avec le degré de différenciation. Des relations meilleures seront obtenues en prenant un paramètre plus complet qui représentera mieux cette dernière. J.P. WHITFIELD et al. (1959), avec 47 échantillons de roches granitiques (provenant de 37 plutons), ont obtenu une corrélation positive assez nette entre l'uranium et le rapport feldspath potassique/plagioclase pris comme indice de différenciation, alors que la relation uranium-potassium reste très vague. J.W. ROGERS et P.C. RAGLAND (1961) sont arrivés à un résultat analogue. Donc, ces relations qui peuvent être mises en évidence d'une manière très générale entre l'uranium, d'une part, la silice et le potassium de l'autre, reflètent pour l'essentiel comme le signale R. COPPENS (1964) des changements qui assurent le passage entre les grandes familles de roches éruptives.

Les règles énoncées n'ont pas une valeur absolue, et, dans le détail, les variations de l'uranium ont naturellement un caractère beaucoup plus complexe. Notamment, en France, des teneurs élevées en uranium ont été observées dans le granite à amphibole du Ballon d'Alsace, donc dans un granite au caractère calco-magnésien très prononcé. G. MATHEVON et J.P. ROTHE (1968) ont décelé dans ce granite des teneurs en uranium supérieures à 40.10^{-6} . Précisons cependant que ces valeurs intéressent un tout petit nombre d'échantillons et que, par ailleurs, elles ont été obtenues non par un dosage chimique direct de l'uranium, mais par des mesures spectrométriques. Pour le même granite à amphibole, G. JURAIN (1962) donne une teneur moyenne de $7,5 \mu\text{g/g}$, obtenue avec 72 échantillons, et certainement beaucoup plus représentative. Cette richesse relative en uranium compte tenu des caractères de ce granite est liée à une minéralogie particulière, notamment à la présence de minéraux calciques radioactifs (sphène, épidote), également sans doute à l'abondance des minéraux thorifères contenant une certaine quantité d'uranium, monazites, uranothorites, cela d'après la description de G. JURAIN (1962). Les travaux en cours de J.M. STUSSI ¹⁾ sur la répartition des éléments radioactifs dans les roches éruptives vosgiennes devraient préciser les caractéristiques de la distribution de l'uranium et du thorium dans ce granite.

Raisonnons maintenant à l'échelle d'une masse batholitique. Lorsque celle-ci comprend une séquence pétrographique classique bien diversifiée allant par exemple des gabros aux granites, les relations générales qui ont été définies précédemment s'appliquent le plus souvent. Les auteurs s'accordent alors à considérer que l'uranium se concentre dans les roches enrichies en silice qui sont données aussi comme les plus récentes. Une exemple classique est celui du batholite de la Californie du Sud étudié notamment par J.W. ROGERS et P.C. RAGLAND (1961). Le batholite de Sussamyrsk, dans le Tian-Shan central, étudié par L.V. TAUSON et al. (1966) en est un autre : la teneur en uranium des aplites qui seraient les roches les plus jeunes du massif est égale à quatre fois celle des diorites qui seraient les roches les plus anciennes.

Lorsqu'un batholite est uniquement granitique, avec par exemple pour la silice

1) Thèse d'Etat, Nancy (en préparation).

des valeurs extrêmes qui diffèrent de 4 à 5 %, les variations de la teneur en uranium apparaissent tout de suite beaucoup moins évidentes. Le fait a été souligné par L.V. DMITRIYEV et L.L. LEONOVA (1962) à propos du massif de Kaib (Kazakhstan Central), où pourtant plusieurs phases intrusives successives auraient été reconnues. Les rapports avec les éléments majeurs sont difficiles à établir. Une étude radiogéologique du massif de Mortagne en Vendée effectuée par M. ROUBAULT et R. COPPENS (1960 a) à l'aide d'échantillons prélevés dans des sondages profonds de 2 à 20 m a montré qu'il n'y avait pas de proportionnalité entre l'uranium d'une part, la silice et le potassium de l'autre. A la suite d'une autre étude sur ce même massif, R. COPPENS (1967) souligne que les relations entre les teneurs en uranium, les caractères pétrographiques et les teneurs en éléments majeurs sont extrêmement complexes ; par ailleurs, dans des roches qui apparaissent homogènes au point de vue pétrographique et chimique, plusieurs populations ressortent pour lesquelles les lois qui définissent ces relations sont différentes. En accord avec une des hypothèses émises par R. COPPENS pour expliquer leur existence, nous pensons que c'est dans les phénomènes de remaniements qu'il faut rechercher la justification de telles relations.

Même à l'échelle de toute une région essentiellement granitique, les variations de la teneur en uranium apparaissent souvent faibles. C'est ainsi que les teneurs moyennes obtenues par H. G. CARRAT (1969 a) pour les différents granites du Morvan cristallin s'échelonnent en surface entre 4 et 7 $\mu\text{g/g}$, avec il est vrai des zones bien individualisées à teneur plus forte. Ce sont les faciès granitiques à enrichissement silico-potassique qui présentent les teneurs les plus élevées.

Ces exemples ont été pris à dessin en dehors de nos propres études dans un souci de généralisation. C'est le problème de la mise en évidence des variations de l'uranium dans les batholites peu différenciés qui est posé. Les difficultés que l'on rencontre ont en fait une double origine. Elles tiennent bien sûr tout d'abord à l'altération superficielle, qui, pour les roches prélevées en surface ou à faible profondeur entraîne des perturbations locales plus ou moins importantes et au niveau du massif un nivellement général des teneurs dans les différentes zones. Mais là n'est pas la seule explication. La fourchette des valeurs extrêmes correspondant aux variations possibles de l'uranium dans la roche prélevée à l'abri de l'altération superficielle est en fait très resserrée. Pour l'ensemble des granites du Limousin, les teneurs obtenues s'échelonnent entre 5 et 21 $\mu\text{g/g}$. Dans les cas de zonalité fine intrabatholitique, la gamme des valeurs est évidemment encore plus restreinte ; pour le granite à deux micas de St-Sylvestre, nous verrons qu'elle va de 15 à 21 $\mu\text{g/g}$.

S'agissant de l'uranium, il est possible en fait de conclure que dans une même province les variations du fond géochimique dans les différentes familles granitiques sont en valeur absolue faibles, sans que l'on puisse exclure naturellement la possibilité d'hétérogénéités locales.

IV - SUR LA DEMANDE METHODOLOGIQUE QUI RESULTE DES CARACTERISTIQUES PARTICULIERES DE LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM

Les méthodes à mettre en oeuvre pour l'étude des variations de l'uranium en rapport avec la différenciation granitique doivent être conçues de manière à tenir compte de trois facteurs essentiels :

- Une faible ampleur des variations primaires de la teneur en uranium, ne dépassant pas le plus souvent les écarts qui peuvent être attendus des erreurs analytiques sur un seul dosage.
- Des perturbations plus ou moins importantes dans les roches de surface provoquées par les processus d'altération supergène, entraînant parfois des variations de teneurs bien plus marquées que celles du fond géochimique primaire et modifiant profondément le mode de répartition de l'uranium.
- La nécessité de distinguer de ces remaniements actuels d'origine météorique les altérations secondaires plus anciennes ayant entraîné une remise en mouvement de l'uranium durant l'histoire géologique de la roche.

Lorsque nous avons pu disposer de sondages, ce qui a été le cas pour le massif de St-Sylvestre, il a été possible d'échantillonner au-dessous de la zone d'altération de l'uranium primaire. De plus, les remaniements secondaires de l'uranium qui ne sont pas le fait de l'altération météorique peuvent aussi être décelés. En l'absence de sondages ou d'échantillonnages dans les travers-bancs stériles des mines, il faut se rabattre, comme nous l'avons fait dans le granite de Guéret, sur les grandes carrières en exploitation.

Pour remédier à la première difficulté, qui se ramène en fait une nouvelle fois à la mise en évidence de différences chimiques faibles, mais dans des conditions beaucoup plus difficiles que pour les éléments majeurs, il est nécessaire tout d'abord de connaître avec exactitude la teneur en uranium primaire en un certain nombre de points dans les différentes zones. Avec les sondages ou les échantillonnages en carrières, ce résultat est obtenu en multipliant les analyses de manière à avoir une teneur moyenne qui ne soit plus sous l'influence des écarts analytiques. C'est ainsi que les sondages ont le plus souvent été échantillonnés et analysés de façon continue, chaque échantillon étant constitué par un fragment de la demi-carotte obtenue après sciage longitudinal long de 50 à 70 cm, suivant un procédé couramment utilisé pour l'analyse des minerais dans les sondages. Cette méthode permet également de se rendre compte des variations géochimiques sur de courtes distances. Elle suppose que soit bien connue l'erreur analytique dans la méthode de dosage. Dans le cas d'un échantillonnage en carrière, il faut effectuer plusieurs prélèvements en différents points du front de taille.

Comme les variations du fond géochimique sont généralement faibles, un certain nombre de déterminations précises de la teneur en uranium de la roche saine permettent "d'étalonner" en quelque sorte les valeurs moyennes obtenues en surface pour chaque faciès. Ces valeurs moyennes sont utiles, car elles respectent généralement le sens des variations relatives de l'uranium primaire, encore qu'elles les nivellent fortement et que par ailleurs les teneurs obtenues en surface peuvent être très différentes en valeur absolue des teneurs relevées en roche saine. Des correspondances statistiques ont pu être établies dans certains cas (G. RANCHIN - 1967), et nous aurons l'occasion de dire un mot de ce problème. Les valeurs moyennes obtenues en surface sont d'autant plus utiles que des facteurs accidentels sans rapport avec les processus supergènes, telles certaines altérations secondaires, peuvent modifier localement, dans un sondage donné, les caractéristiques de la répartition de l'uranium primaire et conduire à des erreurs d'appréciation en cas d'extrapolation à l'échelle de la zone ou du faciès.

CHAPITRE II

LES VARIATIONS DE LA TENEUR
ET DU MODE DE REPARTITION DE L'URANIUM
DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN

Nous commencerons l'étude géochimique de l'uranium par les granites du Massif de St-Sylvestre, reconnus tout d'abord par des échantillonnages de surface, avec un premier prélèvement de 1000 échantillons (A) à la maille carrée de 500 m (R. COPPENS - 1965) ¹⁾, puis un second prélèvement de 180 échantillons (B) pris au hasard dans chaque carré de 4 km². Mais ce sont surtout les prélèvements effectués en profondeur, une dizaine de sondages réalisés dans le cadre de cette opération de recherche fondamentale, de nombreux échantillonnages dans les travers-bancs stériles des mines, qui ont permis d'arriver à une bonne connaissance de la répartition de l'uranium primaire.

Les données réunies sur les autres granites sont moins précises, souvent incomplètes, et il est bon de les considérer par rapport à une base de référence sûre qui nous est fournie par les résultats acquis sur les granites du massif de St-Sylvestre.

I - LES GRANITES DU MASSIF DE ST-SYLVESTRE

Faisant suite à une première étude à caractère général sur la géochimie de l'uranium dans le massif de St-Sylvestre (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c), un article détaillé portant sur les caractéristiques de la répartition de l'uranium primaire dans les granites du massif de St-Sylvestre a déjà été publié (G. RANCHIN - 1968). En même temps qu'il rappelle les résultats déjà obtenus, le présent travail vise à élargir cette dernière étude aux zones qui n'avaient pas été encore reconnues par des sondages, essentiellement la zone Est du granite à deux micas de St-Sylvestre et la zone de St-Jouvent dans le granite de la Brame. L'ensemble de ces données sera considéré en fonction de l'évolution pétrographique et géochimique constatée dans ce massif, maintenant beaucoup mieux connue qu'elle ne l'était au moment des premiers travaux sur la géochimie de l'uranium.

A - LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE

1°) Etude de la zone occidentale (Les Brugeauds - Margnac)

En ce qui concerne les variations de la teneur en uranium primaire, et son

1) Délégation générale de la Recherche Scientifique et Technique, Convention 63 - FR - 131. Rapport d'activité n° 3 du 1-12-64 au 1-12-1965, (inédit).

mode de localisation, nous rappellerons pour l'essentiel les résultats auxquels nous étions parvenus dans la précédente étude axée sur ces problèmes (G. RANCHIN - 1968). Celle-ci s'appuyait sur l'exploitation de deux groupes d'échantillonnages :

- Ceux de la région de Margnac, comprenant un prélèvement de 500 kg (GU) effectué au niveau 80 de la mine de Margnac et quatre sondages (BS 1 à BS 4) situés à environ 700 m au Nord-Est de la mine. Ces sondages sont sensiblement alignés le long d'un profil WSW-ENE et espacés de 25 à 30 m ; ils ont été implantés dans une zone à forte résistivité où l'altération superficielle ne se fait sentir que jusqu'à une quinzaine de mètres au-dessous de la surface. La profondeur des sondages varie entre 30 et 50 m.
- Ceux de la mine des Brugeauds, effectués aux niveaux 65 et 125 de la mine : une vingtaine de prélèvements ont été retenus, ceux dont la perte au feu était inférieure à 1 %, ce qui représente une sorte d'échantillonnage au hasard couvrant une distance horizontale de 500 m et intéressant deux niveaux différents (65 et 125).

a - Les gradients de variation de la teneur en uranium primaire

Il est logique de s'interroger sur la représentativité d'une teneur déterminée en un point dans un faciès donné, autrement dit sur l'étendue de la zone qui est intéressée par cette détermination. De la réponse dépendent évidemment les conditions d'échantillonnage à adopter pour la reconnaissance d'un massif.

Il faut tout d'abord évaluer avec précision la dispersion analytique liée à la méthode de dosage. Dans ce but, l'échantillon obtenu à partir du prélèvement de 500 kg (GU) effectué dans la mine de Margnac a été analysé une cinquantaine de fois (figure 26). Le coefficient de variation σ/m (1,87/20,50) calculé d'après les résultats de ces séries d'analyses est égal à 0,07. Un coefficient de variation presque identique, égal à 0,09, a été obtenu à partir des valeurs du granite de contrôle (GR) dont un témoin est ajouté à chaque série de 9 échantillons disposés sur le tourniquet lors de la fusion avec la pastille de flux. La moyenne et l'écart-type, respectivement 6,26 $\mu\text{g/g}$ et 0,41, correspondant à 47 valeurs de GR dont l'histogramme peut être ajusté à une loi normale. Par conséquent, bien qu'établis avec des granites de valeur moyenne différente, les coefficients de variation σ/m sont très voisins. Il est possible d'affirmer que le coefficient σ/m , s'il résulte uniquement des écarts analytiques, ne doit pas dépasser 0,10.

Les caractéristiques de la distribution des teneurs en uranium dans la partie profonde non altérée des sondages BS et dans les échantillons sains prélevés dans la mine des Brugeauds sont rappelées dans le tableau n° 38. Compte tenu de l'étendue de la dispersion proprement analytique, les conclusions auxquelles nous étions arrivés sont les suivantes :

- Dans les sondages BS qui traversent un granite homogène, les variations de la teneur en uranium primaire relevées sur une hauteur de 12 à 15 m ne sont pas supérieures aux erreurs analytiques. Il en résulte que les valeurs obtenues en analysant d'une part n échantillons de 50 cm de longueur et d'autre part n fois un même échantillon de 50 cm ne présentent pas de différence significative ; d'autre part, dans les deux cas, les écarts observés par rapport à la moyenne sont de l'ordre de grandeur des erreurs analytiques.
- Dans une zone de granite homogène comme la région de Margnac, sur une distance de

l'ordre de 500 m, il a été observé que la teneur en uranium restait sensiblement constante. C'est ainsi que pour les trois sondages BS 1, BS 2, BS 4, distants respectivement de 30 m (BS 1 - BS 2), 50 m (BS 2 - BS 4), et 80 m (BS 1 - BS 4), les moyennes des teneurs en uranium sont comprises entre 20 et 22 $\mu\text{g/g}$. Celles de BS 1 et BS 4 ne présentent pas de différence significative. La teneur en uranium du granite de la Mine de Margnac au niveau 80 (20,50 $\mu\text{g/g}$), à environ 500 m des sondages BS en distance horizontale, s'intercale entre les valeurs précédentes.

- L'échantillonnage effectué dans la mine des Brugeauds qui couvre également une distance horizontale d'environ 500 m donne des résultats différents. Le coefficient de variation est égal à 0,23, et, par conséquent, les variations de la teneur en uranium sont supérieures à celles qui résulteraient des seules fluctuations analytiques. L'explication est probablement double. D'une part, les prélèvements sont dispersés, d'autre part, ils le sont à l'intérieur d'une zone granitique hétérogène, avec des passages migmatitiques, des panneaux de granite à grain fin, des passées microscopiques à sillimanite. Bien que les prélèvements utilisés aient été choisis dans le granite banal, l'hétérogénéité d'ensemble a certainement une influence au niveau de l'échantillon. La présence de ces enclaves est à rapprocher de la proximité du granite de la Brame, dans une région où précisément le passage entre les deux granites est connu pour être très progressif. Or, nous verrons que l'uranium est réparti de manière beaucoup plus irrégulière dans le granite de la Brame comparativement au granite à deux micas de St-Sylvestre.

b — Variations de la teneur en uranium primaire dans l'ensemble de la zone occidentale de St-Sylvestre

La valeur moyenne en uranium des échantillons prélevés dans la mine des Brugeauds, égale à 17,44 $\mu\text{g/g}$, est inférieure aux valeurs moyennes qui caractérisent la région de Margnac (20 à 22 $\mu\text{g/g}$). Nous n'avons pas de prélèvements qui permettent d'effectuer la jonction entre ces deux groupes d'échantillonnages, pas plus qu'il ne nous a été possible d'étudier les variations de l'uranium sur des distances supérieures à 500 m.

La signification de cette baisse de la teneur en uranium dans la région des Brugeauds peut être comprise de deux manières.

La première consiste à établir un rapprochement avec le caractère plus sodique du granite des Brugeauds par rapport à celui de Margnac. Mais si la teneur en uranium est effectivement plus faible dans la zone orientale, zone de sodification, cela est en rapport avec un stade d'évolution différent, alors que l'augmentation de la teneur en sodium dans les granites des Brugeauds est un phénomène d'un autre ordre. Il traduit plutôt une convergence avec les granites de la Marche dont il n'est pas prouvé que la teneur en uranium soit inférieure à celle de la zone Ouest de St-Sylvestre.

La seconde, et c'est probablement la bonne interprétation, consiste à mettre en parallèle cette diminution de la teneur en uranium avec l'homogénéisation moins poussée qui caractérise ce secteur. De même que les caractéristiques de la distribution, la teneur moyenne rappellerait alors le granite de la Brame dont nous verrons qu'il se révèle moins riche en uranium que le granite de la zone Ouest de St-Sylvestre.

Il est toutefois prudent d'ajouter que la valeur de 17,44 $\mu\text{g/g}$ qui caractérise le granite des Brugeauds a été obtenue avec seulement 20 échantillons, et il ne faudrait pas

pousser plus avant l'interprétation avant d'avoir confirmé cette valeur. Cependant, même si la teneur en uranium dans la région des Brugeauds devait se révéler en fin de compte un peu plus forte, il est vraisemblable qu'elle restera inférieure à celle de la région de Margnac.

En toute logique, en excluant les secteurs où il existe des variations de faciès importantes, comme celui des Brugeauds, il est probable que la teneur en uranium dans la zone occidentale de St-Sylvestre se maintient dans la gamme des valeurs relevées dans la région de Margnac, soit entre 20 et 22 $\mu\text{g/g}$. C'est certainement le granite des Brugeauds qui s'écarte le plus de ces teneurs, et l'écart qui sépare les valeurs extrêmes en uranium ne dépasserait donc pas 5 $\mu\text{g/g}$.

c - Le mode de localisation de l'uranium primaire

c.1. Les techniques d'étude

Dans cette seule zone du granite de St-Sylvestre, l'étude de la localisation de l'uranium a été faite sur près de 500 lames minces. Les résultats qui sont donnés ont donc un caractère très synthétique. Ils ont été obtenus principalement à l'aide de deux techniques :

- L'autoradiographie qui permet de déceler les minéraux ou les produits radioactifs par leur radioactivité alpha, et éventuellement, par la mesure de cette radioactivité, de calculer la teneur en éléments radioactifs exprimée généralement en équivalent-uranium. Les méthodes utilisées sont celles qui ont été mises en oeuvre par R. COPPENS (1949). La technique autoradiographique est extrêmement précieuse pour l'étude de la répartition des éléments radioactifs et elle constitue pour les géochimistes spécialisés dans ces éléments un avantage certain.

- La microsonde électronique de Castaing : celle-ci ne doit intervenir que lorsqu'ont été soigneusement sélectionnés des spécimens particulièrement représentatifs de tous les minéraux ou produits dont on veut approfondir l'étude.

Nous avons travaillé avec une microsonde CAMECA installée au Centre Scientifique et Technique du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans-la-Source. Dans ce domaine, nous avons bénéficié des travaux de mise au point qui venaient d'être effectués par J. GONI (1966) pour la recherche des éléments à l'état de traces directement sur des lames minces, alors qu'auparavant la microsonde n'était utilisée que pour des sections polies. La technique mise en oeuvre consiste à polir une lame mince à l'aide d'abrasifs très fins. Le polissage final est effectué avec une poudre diamantée de trois microns puis avec une poudre de 1 micron. Les lames polies peuvent alors servir aussi bien pour l'observation en lumière transmise que pour l'observation en lumière réfléchie, et, après métallisation, pour l'étude à la microsonde électronique.

La microsonde que nous avons utilisée ne permettait à l'époque que d'étudier les éléments de nombre atomique supérieur au sodium ($z = 11$). Cette restriction faite, quatre opérations techniques sont possibles :

- Analyse qualitative ponctuelle, à l'échelle du micron. Dans le cas le plus favorable, c'est-à-dire la recherche d'éléments lourds dans une matrice légère, la microsonde électronique peut déceler un élément à partir d'une teneur de 600 $\mu\text{g/g}$.

Dosage quantitatif ponctuel (à partir de 300 $\mu\text{g/g}$).

- Image semi-quantitative de la répartition d'un élément grâce à un dispositif de balayage électronique dont est munie la microsonde.

- Image électronique faisant apparaître les variations du nombre atomique moyen dans la plage considérée et par voie de conséquence les différences de constitution. L'image est dite positive lorsque les zones où le courant est absorbé le plus intensément sont brillantes ; lorsque l'effet inverse est obtenu, l'image est dite négative.

Les valeurs limites qui fixent les possibilités analytiques pour le dosage ou l'analyse qualitative sont celles données par J. GONI (1966). Sur un plan général, nous avons pu constater que la microsonde ne pouvait déceler l'uranium qui donne lieu à des activités alpha diffuses. D'autre part, le dosage devient difficile et manque de précision lorsque la teneur en uranium d'un minéral descend au-dessous de 1 %.

c.2. Les principales formes sous lesquelles apparaît l'uranium - Quelques données préliminaires sur l'uraninite.

Dans la zone étudiée, les minéraux ou produits radioactifs usuels décelables par autoradiographie forment trois groupes distincts (G. RANCHIN - 1968) :

- Les cristaux d'uraninite ;
- Les minéraux accessoires transparents radioactifs ; ce sont la monazite, le zircon et l'apatite ;
- Les agrégats de rutile formés dans les biotites lors d'une chloritisation d'origine profonde.

Un chapitre ultérieur sera consacré à l'uraninite, en particulier aux micro-paragenèses qui l'accompagnent, à la composition des cristaux, et à la signification qu'il convient d'attribuer à l'abondance de ce minéral dans un granite. Nous nous limiterons pour l'instant à énoncer quelques-unes de ses caractéristiques qu'il est utile de connaître au point où nous sommes de notre étude. Dans la zone considérée, les cristaux sont de petite taille (27 à 50 microns, exceptionnellement 100 microns), le plus souvent de forme octaédrique : ils sont situés à l'intérieur des autres minéraux du granite. Peut-être est-il préférable de ne pas parler d'inclusions d'uraninite, car cela risque d'impliquer une antériorité de l'uraninite par rapport au minéral-hôte, ce qui n'est absolument pas certain. Des comptages systématiques effectués dans les sondages de Margnac sur près de 800 cristaux ont établi que la biotite (ou la chlorite) contenait 30 % de ceux-ci, la muscovite environ 19 %, le quartz 14 %, l'apatite 13 %, les plagioclases également 13 %, le feldspath potassique 6 % ; le restant, soit environ 5 %, se trouve dans les joints (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c). Près de 50 % des cristaux d'uraninite sont donc contenus par les micas dans les sondages de Margnac.

Pour 170 lames minces représentant une centaine de mètres de carottes, ces mêmes comptages donnent une moyenne de 4,5 cristaux par lame mince. Une lame mince contient généralement entre 2 et 8 cristaux d'uraninite, rarement plus ; le nombre maximum qui a été relevé est égal à 16 (dans le sondage BS 3). Il faut tenir compte du caractère assez peu représentatif d'une lame mince, ce qui permet de conclure en première approximation que l'uraninite est répartie de façon homogène dans le granite de Margnac.

De multiples essais ont montré que le lessivage de la roche broyée et porphy-

risée par l'acide chlorydrique dilué (1 N) entraînait 20 à 25 % de l'uranium. Il y aurait donc environ 80 % d'uranium fixé, réparti entre l'uraninite et les minéraux associés transparents radioactifs. En effet, les travaux de R. GARRELS et Ch. CHRIST (1959) ont montré que l'uraninite se dissolvait très difficilement sans oxydation dans les acides, et ceux de A. Ya. KRYLOV et L. Ya. ATRASHENOK (1959) ont révélé que les lessivages par des solutions faiblement actives n'entraînent qu'une petite fraction de l'uranium contenue dans les zircons et les monazites.

Avant d'aborder le problème de l'uranium "mobile", autrement dit de l'uranium entraîné par l'acide chlorhydrique, nous rappellerons les résultats de nos études relatives à la répartition de l'uranium dans les minéraux accessoires transparents radioactifs du granite à deux micas de St-Sylvestre (G. RANCHIN - 1968).

c.3. Les minéraux accessoires transparents radioactifs

Par ordre de radioactivité décroissante, les minéraux observés sont la monazite, le zircon et l'apatite.

- Monazite et zircon

Ces deux minéraux sont le plus souvent inclus dans la biotite. Les cristaux de zircon ont des formes prismatiques et allongées, et ils sont rarement limpides comme la monazite. Encore qu'il soit très difficile de les confondre par suite de leurs propriétés optiques, monazites et zircons se distinguent ici facilement par leur radioactivité propre.

L'activité des cristaux de monazite est voisine en moyenne de 5 traces/ α /cm²/s, ce qui correspond à des teneurs de 10 % en équivalent-thorium ou de 2,7 % en équivalent-uranium. De ce fait, les cristaux de monazite qui ont une cinquantaine de microns de longueur, dimension la plus courante, émettent une centaine de traces alpha en un mois de pose. Les cristaux de zircons sont très peu actifs, et durant ce même laps de temps, ils n'émettent que quelques traces.

Les monazites sont plus abondantes que les zircons. Le balayage systématique de cristaux de biotite bourrés d'inclusions radioactives transparentes de très petite taille, allant de quelques microns à quelques dizaines de microns, a montré que toutes ces inclusions étaient soit de la monazite, soit du zircon. L'absence de xénotime paraît donc certaine, et nous avons pensé que ce pouvait être une caractéristique importante des granites de ce type.

En accord avec la radioactivité respective des deux minéraux, l'analyse à la microsonde électronique permet de déceler le thorium dans les monazites, parfois l'uranium, mais aucun de ces deux éléments n'est révélé par les spectres d'analyse qualitative des zircons. Il est incontestable que la monazite contient la majeure partie de l'uranium lié aux minéraux accessoires transparents.

Le dosage quantitatif de l'uranium dans les monazites est difficile et imprécis. Les teneurs sont faibles, probablement variables d'un cristal à l'autre. Les teneurs en uranium et en thorium des quatre cristaux analysés sont reportées sur le tableau n° 45. Pour l'uranium, la teneur s'élève à 0,33 % dans le cristal de la plage BS 4 60, à 1,7 % dans celui de la plage BS 4 69-1 ; elle n'a pu être déterminée dans le cristal de la plage BS 4 69-2. Ces valeurs ne sont pas incompatibles avec les teneurs en uranium des mona-

zites granitiques qui sont données par P.M. HURLEY et H.W. FAIRBAIRN (0 à 0,3 %) ou par M.S. FILIPPOV et L.K. KOMLEV (0,09 à 0,67 %). Bien qu'irréguliers et traduisant une certaine hétérogénéité dans la répartition, les comptages ont montré que l'uranium était disséminé dans tout le cristal et non pas concentré en certains points avec une teneur élevée : cela semblerait montrer qu'il se substitue diadochiquement aux autres éléments, notamment au thorium. Par balayage, il n'a malheureusement pas été possible d'obtenir à la microsonde l'image de la répartition de l'uranium en raison de sa teneur trop faible.

Nous reviendrons ultérieurement sur la répartition et les teneurs de thorium dans les monazites. Signalons simplement que ces teneurs varient entre 8 et 10 %, ce qui correspond bien aux valeurs qui peuvent être déduites de la radioactivité.

- Les apatites

La teneur en phosphore du granite à deux micas de St-Sylvestre est élevée (0,39 %) et l'apatite abondante. Ce minéral est très souvent renfermé dans la biotite et la muscovite.

La radioactivité de l'apatite est très faible, inférieure à celle des zircons, et elle contient des inclusions ultra-microscopiques de zircons et de monazites dont la radioactivité masque la sienne propre. L'apatite s'entoure cependant dans la biotite d'un halo brun à peine visible, régulier lorsqu'il n'y a pas d'inclusions en bordure, et c'est le meilleur signe qu'elle contient des éléments radioactifs. Comme selon les estimations de S. DEUTSCH (1958) il faut une activité accumulée de 10^{14} traces/cm² pour produire un halo pléochroïque dans la biotite, étant donné que l'âge supposé du granite à deux micas est de 300 M.A., cela suppose soit une teneur minimale en thorium de 3 µg/g, soit une teneur minimale en uranium de 1 µg/g. Etant donné que le halo observé est très peu prononcé, les teneurs réelles en éléments radioactifs de l'apatite ne sont peut-être pas supérieures de beaucoup à ces chiffres. Les apatites des granites à deux micas se rangeraient donc parmi les variétés faiblement radioactives, puisque d'après les déterminations faites par P.M. HURLEY et H.W. FAIRBAIRN (1957) sur une trentaine d'apatites granitiques, la teneur en uranium de ce minéral varierait entre 5 et 515 µg/g et la teneur en thorium entre 5 et 400 µg/g. Pour les apatites d'un granite à amphibole des Vosges, G. JURAIN (1962) donne des teneurs en équivalent-uranium qui varient entre 50 et 100 µg/g.

c.4. Uranium mobile, uranium diffus

En première approximation, il est logique de penser que l'uranium qui est facilement entraîné par l'acide chlorhydrique dilué correspond pour l'essentiel à l'uranium adsorbé sur certains produits d'altération secondaire ou sur les surfaces internes ou externes des minéraux essentiels. De tels modes de localisation ont été décrits par J. GONI (1966) à propos de très nombreux éléments en traces.

Dans la roche prélevée à l'abri de l'altération superficielle, la biotite a subi assez souvent une chloritisation partielle, que nous avons eu déjà l'occasion de décrire, avec formation de fluorine et surtout d'agrégats d'oxydes de titane aux teintes de polarisation irisées. Ceux-ci sont presque toujours radioactifs, et c'est en fait la seule forme d'activité diffuse qui apparaît en dehors des passages fissurés. Il n'est pas possible de dater cette altération due à l'action d'eaux juvéniles ; elle peut être deutérique, contemporaine de la

formation des gisements ou postérieurs à celle-ci. Une étude rapide à la microsonde d'un agrégat a révélé la présence de beaucoup de titane, d'un peu de fer, et localement de calcium : celui-ci indique la présence d'un carbonate ou une transformation partielle de l'oxyde de titane en leucoxène.

Nous avons émis l'hypothèse que la chloritisation avait mis en mouvement un uranium disséminé dans la masse même de la biotite, puis celui-ci aurait été adsorbé à nouveau par un gel de titane formé lors de cette chloritisation. Cela suppose l'existence d'un uranium diffus dans la biotite fraîche, ce qui est couramment admis, mais rarement prouvé. Nous avons déjà cité les travaux de A.N. KOMAROV et Yu. A. SHUKOLYAKOV (1966), qui, par l'étude des traces dues à la fission spontanée et à la fission provoquée ont mis en évidence la présence d'uranium dans les micas sous différentes formes. Des recherches ont été entreprises dans ce sens sur des lames minces provenant des sondages de Margnac ; elles ont fait l'objet d'une communication récente où la méthode mise en oeuvre est exposée en détail (R. NEIGE - 1969). Les fragments de fission sont enregistrés sur des détecteurs en mica ou en mylar placés au contact de la lame mince. Après l'irradiation, les traces de fission sont rendues visibles dans le détecteur grâce à une attaque chimique qui élargit le diamètre des trajectoires primaires. Le détecteur et la lame mince sont placés en superposition et observés simultanément par transparence au microscope optique.

L'étude effectuée par R. NEIGE (ibid) sur une biotite fraîche contenant des inclusions de minéraux accessoires radioactifs montre que si la densité des traces de fission est effectivement plus forte à l'aplomb de ces inclusions radioactives, toutes les traces cependant ne sont pas liées à celles-ci. Il semble donc bien que la biotite contienne de l'uranium disséminé, dont la répartition ne serait pas uniforme. Ce dernier point est en accord avec les observations effectuées par J. GONI (1966) sur d'autres éléments en traces fixés par adsorption dans les minéraux. Sur un autre plan, l'hypothèse émise précédemment sur l'origine de l'uranium piégé par les agrégats de rutil se voit confirmée par l'existence de cet uranium disséminé dans la biotite dont il pourrait provenir à la suite d'un remaniement léger.

Une partie de l'uranium entraîné par l'acide chlorhydrique diluée est donc constituée sans aucun doute par cet uranium disséminé dans la biotite et faiblement lié au support ou recueilli par les oxydes de titane lorsqu'il a été remis en mouvement. Nous n'avons aucune preuve réelle de l'existence d'uranium diffus dans les autres minéraux essentiels, ou dans les joints, en position intercristalline. Il est bon cependant de rappeler que pour certains auteurs, notamment M. ROUBAULT et R. COPPENS (1959), la proportion d'uranium entraîné par l'acide chlorhydrique déci-normal correspond sensiblement dans les roches granitiques saines à la proportion d'uranium contenu dans les minéraux cardinaux et essentiels.

Il est probable par ailleurs que l'uraninite est très partiellement attaquée par l'acide chlorhydrique déci-normal. D'une part, il faut compter sur une oxydation partielle de UO_2 en UO_3 par suite de la libération d'oxygène au cours de la désintégration de l'uranium en plomb. Compte tenu de la quantité de plomb radiogénique, il peut se former au maximum par ce processus 5,5 % d' UO_3 dans les cristaux. D'autre part, il arrive que l'uraninite soit partiellement altérée au dessous même de la zone d'oxydation superficielle.

c.5. Quelques formes occasionnelles sous lesquelles peut apparaître l'uranium

Certaines des formes occasionnelles sous lesquelles peut apparaître l'uranium sont le résultat de remaniements d'origine et d'âge souvent incertains :

Dans le sondage BS 1, une forte activité diffuse liée à des recristallisations de chlorites "en rosettes" est visible dans un passage fissuré situé à une profondeur de 25 mètres. Elle se traduit par une nette augmentation de la teneur en uranium qui est égale à 45 $\mu\text{g/g}$ (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 a).

Dans un échantillon provenant d'un travers-bancs de la mine des Brugeauds, il a été observé deux cristaux accolés de pyrite radioactive qui ont été étudiés à la micro-sonde électronique (G. RANCHIN - 1968). L'uranium s'est substitué partiellement à la pyrite, dont les parties non transformées sont seules réfléchissantes. C'est un remplacement secondaire provoqué par l'effet réducteur de la pyrite sur un sel d'uranyle en solution. De telles pyrites partiellement remplacées par des oxydes d'uranium ne doivent pas être confondues avec les pyrites qui englobent des cristaux d'uraninite ; il est à noter que dans les deux cas ce n'est pas la pyrite elle-même qui est radioactive. Différents auteurs ont décrit des pyrites contenant des éléments radioactifs dont il est difficile de dire auquel de ces deux types elles se rattachent. (R. COPPENS et G. JURAIN - 1957) (M. ROUBAULT et R. COPPENS - 1960 b) (G. JURAIN - 1962).

Nous avons évidemment exclu de cette description les formes de répartition secondaires de l'uranium qui sont liées de façon certaine aux remaniements qui accompagnent la formation des gisements dans le caisson d'altération, de même que celles qui caractérisent la zone d'altération superficielle.

2°) Etude des sondages de la zone orientale (St-Léger-la-Montagne, St-Goussaud).

Dans la zone orientale du massif de St-Sylvestre, autrement dit la zone de sodification, caractérisée par une perthitisation des feldspaths potassiques, trois sondages ont été effectués (pl. n° 15 - hors texte) :

- le sondage ES 3, dans la zone à microcline quadrillé, près de St-Léger-la-Montagne, à environ 8 km des sondages BS de Margnac ;
- les sondages ES 2 et ES 1, sur le dôme de St-Goussaud, le premier au Nord, le second dans la région centrale.

a - Le sondage ES 3 (St-Léger-la-Montagne)

Ce sondage est profond de 55 m. L'épaisseur de la zone d'altération superficielle est égale à 17 m, mais, en profondeur, il existe de nombreux passages fissurés et altérés, avec une augmentation de la perte au feu. Les phénomènes observés sont assez distincts de ceux qui caractérisent la zone superficielle et il est possible que cette altération soit d'origine profonde. Un passage d'épisyénite a été repéré. Les biotites sont fréquemment chloritisées, avec des agrégats importants de rutile, des oxydes noirâtres dans la chlorite ou sur les plagioclases. La roche est parfois légèrement cataclastique, ce qui est assez habituel dans la zone à microcline quadrillé. Cette altération a provoqué des remaniements de l'uranium très marqués.

Ces remaniements se manifestent tout d'abord par une activité diffuse considérable ; les agrégats de rutile sont particulièrement actifs, mais aussi la chlorite elle-même parfois cristallisée en rosettes, ainsi que les oxydes divers qui pigmentent les plagioclases ou la chlorite. Une partie de cet uranium provient certainement de cristaux d'uraninite qui ont été détruits, comme le montre l'existence de très nombreux cristaux résiduels à activité réduite et peut-être aussi l'absence de l'uraninite dans certaines lames en profondeur. Cet uranium diffus est soluble dans l'acide chlorhydrique dilué, l'uraninite en voie d'altération aussi sans doute, car la proportion d'uranium fixé est faible, égale à 0,50. Cela confirme nos affirmations précédentes sur la dissolution probable de l'uranium diffus adsorbé par les agrégats de rutile lors de l'attaque à l'acide chlorhydrique dilué.

Ces remaniements entraînent des perturbations dans les teneurs qui oscillent fortement (figure n° 25), et dont la distribution se caractérise par un écart-type et un coefficient de variation élevés ($\frac{\sigma}{m} = 0,28$). Cette distribution peut néanmoins être ajustée à une loi normale, ce qui tendrait à prouver que la dispersion s'est faite dans les deux sens (figure n° 26). Dans ces conditions, il est possible d'escompter que la teneur moyenne n'a pas été modifiée.

Cette teneur moyenne s'élève à 16 $\mu\text{g/g}$. Elle est donc inférieure à celles qui ont été déterminées dans la région de Margnac (20 à 22 $\mu\text{g/g}$), ou même à celle du granite des Brugeauds (17,40 $\mu\text{g/g}$). Les échantillons-témoins constitués par le granite de Margnac (prélèvement GU), et qui ont été normalement intercalés dans les séries du sondage ES 3, se présentent avec une valeur moyenne de 17,80 $\mu\text{g/g}$ alors que la teneur réelle du granite GU est égale à 20,50 $\mu\text{g/g}$. La différence est nette. Cette déviation purement analytique risque fortement d'avoir affecté les échantillons du sondage ES 3. Une correction s'impose alors, qui élève la teneur moyenne pour ce sondage de 16 à 18,40 $\mu\text{g/g}$. Elle reste cependant inférieure aux teneurs de la région de Margnac, mais devient supérieure à celle du granite des Brugeauds.

b - Le sondage ES 2 (St-Goussaud-Nord, Volonda)

Ce sondage comporte également en profondeur des passages fissurés, dont une cassure remplie de limonite dure, avec une véritable brèche ferrugineuse. Des fissures sont couvertes de calcite finement cristallisée et de séricite. Quelques filonnets de quartz et de pegmatites à grandes muscovites ont été observés.

Dans l'ensemble cependant les perturbations qui affectent la distribution de l'uranium sont moins marquées que dans le sondage ES 3. Le coefficient de variation σ/m , égal à 0,18, est ici moins élevé. Surtout, la proportion d'uranium fixé atteint 70 %, valeur relativement normale en roche saine, ce qui nous montre que les cristaux d'uraninite ont été peu touchés par l'altération (figure n° 27).

La diminution de la teneur en uranium par rapport à la zone Ouest, notamment la région de Margnac, qui apparaissait probable dans le sondage ES 3, est ici, dans la partie Nord du dôme de St-Goussaud, évidente. La teneur moyenne en uranium dans ce sondage ES 2, au-dessous de la zone d'altération superficielle, est égale à 14,90 $\mu\text{g/g}$; elle se révèle inférieure à toutes les teneurs décelées dans la zone Ouest du granite de St-Sylvestre, y compris celle du granite des Brugeauds égale à 17,40 $\mu\text{g/g}$. En rapport avec cette évolution, la quantité d'uraninite est plus faible, avec un nombre moyen de cristaux par lame mince qui ne dépasse pas 2, contre 4 à 5 dans la région de Margnac.

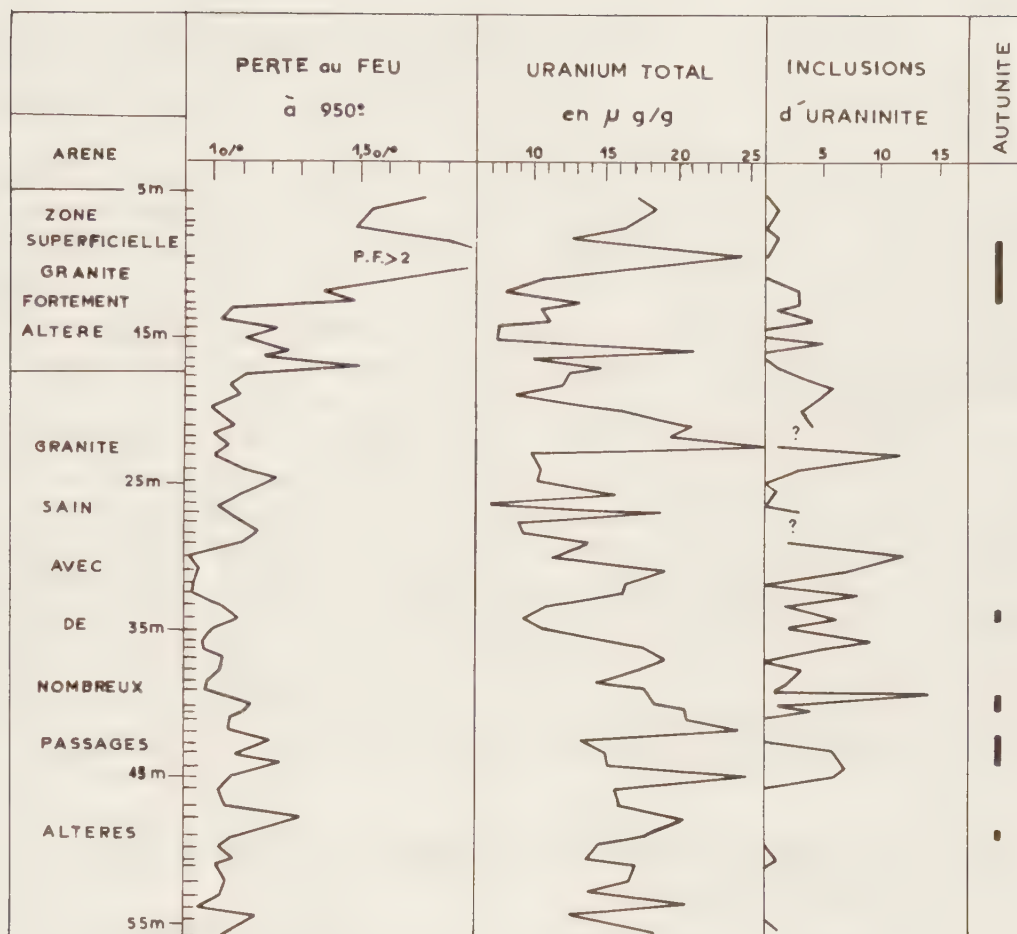


Figure 25 : Variations de l'uranium dans un sondage effectué dans la région de Saint-Léger-la-Montagne (ES 3) - Zone orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre.

c - Le sondage ES 1 (St-Goussaud-centre, La Chatenaide)

Nous avons déjà eu l'occasion de parler du sondage ES 1, et des phénomènes de micro-tectonique et d'altération secondaire qui affectent la roche profonde :

- une microbréchification locale, avec des recristallisations de quartz et de phyllites ;
- une silicification secondaire ;
- de très nombreuses diaclases tapissées de fluorine, de chlorite et de produits ferrugineux ocres.

La texture est généralement cataclastique, les muscovites sont tordues, les

plagioclases cassés et leurs fissures remplies d'oxydes de fer. Les biotites sont complètement transformées en chlorite, parfois cristallisées en rosettes, en séricite, et en un produit grisâtre dont nous avons déjà dit qu'il s'agissait de feldspath potassique. Les agrégats de rutil dans la chlorite sont aussi abondants.

Il s'agit ici d'une altération dont les effets sont beaucoup plus marqués que dans les deux sondages précédents, comme l'atteste la transformation de la biotite en séricite. La perte au feu est en moyenne assez élevée (figure 28), ce qui est normal étant donné que dans l'ensemble les réactions observées demandent un apport d'eau.

Paradoxalement, cette altération n'entraîne aucune perturbation dans la distribution des teneurs en uranium, à la différence de ce qui avait été observé dans les deux sondages précédents, notamment dans le sondage ES 3. Tout au contraire, le coefficient de variation σ/m , égal à 0,06, est le plus faible qui ait été relevé dans l'ensemble des sondages effectués sur le granite à deux micas de St-Sylvestre. La distribution des teneurs est parfaitement normale, avec un écart-type très faible ($\sigma = 1,71$) (figure n° 26).

Effectivement, l'uraninite n'est pas affectée par cette altération pourtant généralisée, et ses cristaux apparaissent intacts au sein notamment des amas sériciteux et chloriteux qui remplacent les biotites. Les raisons éventuelles de cette résistance seront examinées ultérieurement. L'uraninite est de plus extrêmement abondante, en moyenne 10 cristaux par lame mince, avec un maximum observé de 20 cristaux dans une lame mince.

En liaison évidente avec cette abondance de l'uraninite, la teneur en uranium est beaucoup plus forte que dans les autres sondages effectués sur la zone Est. Egale à 21,20 $\mu\text{g/g}$, cette teneur est analogue à celles qui ont été déterminées dans la région de Margnac. Mais, comme le nombre moyen de cristaux d'uraninite par lame mince est plus élevé, il est possible que dans le sondage ES 1 la proportion d'uranium liée à ces cristaux soit plus forte.

3°) Les variations de la teneur en uranium dans l'ensemble du granite à deux micas de St-Sylvestre

Rappelons tout d'abord quels sont les paramètres de la distribution des teneurs en uranium dans les roches prélevées en surface pour chacune des deux zones principales du granite à deux micas de St-Sylvestre (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c) :

<u>Zone Ouest</u>		<u>Zone Est</u>	
n = 28	m = 11,58	n = 47	m = 8,46
	$\sigma = 3,72$		$\sigma = 2,89$

La teneur moyenne des roches de surface est plus faible dans la zone de sodification, et la différence a été jugée significative au seuil 0,99 en utilisant le test qui repose sur la variable $t = \frac{d}{\sigma_d}$ (avec $d = m_1 - m_2$). Deux hypothèses pouvaient être retenues pour expliquer cette diminution de la teneur en surface :

- soit une teneur en uranium primaire plus faible;
- soit des conditions d'altération différentes en surface, avec une perte d'uranium plus accentuée.

Les sondages effectués dans la zone Est permettent d'accréditer la première de ces hypothèses, puisque deux sondages sur trois ont une teneur en uranium au-dessous

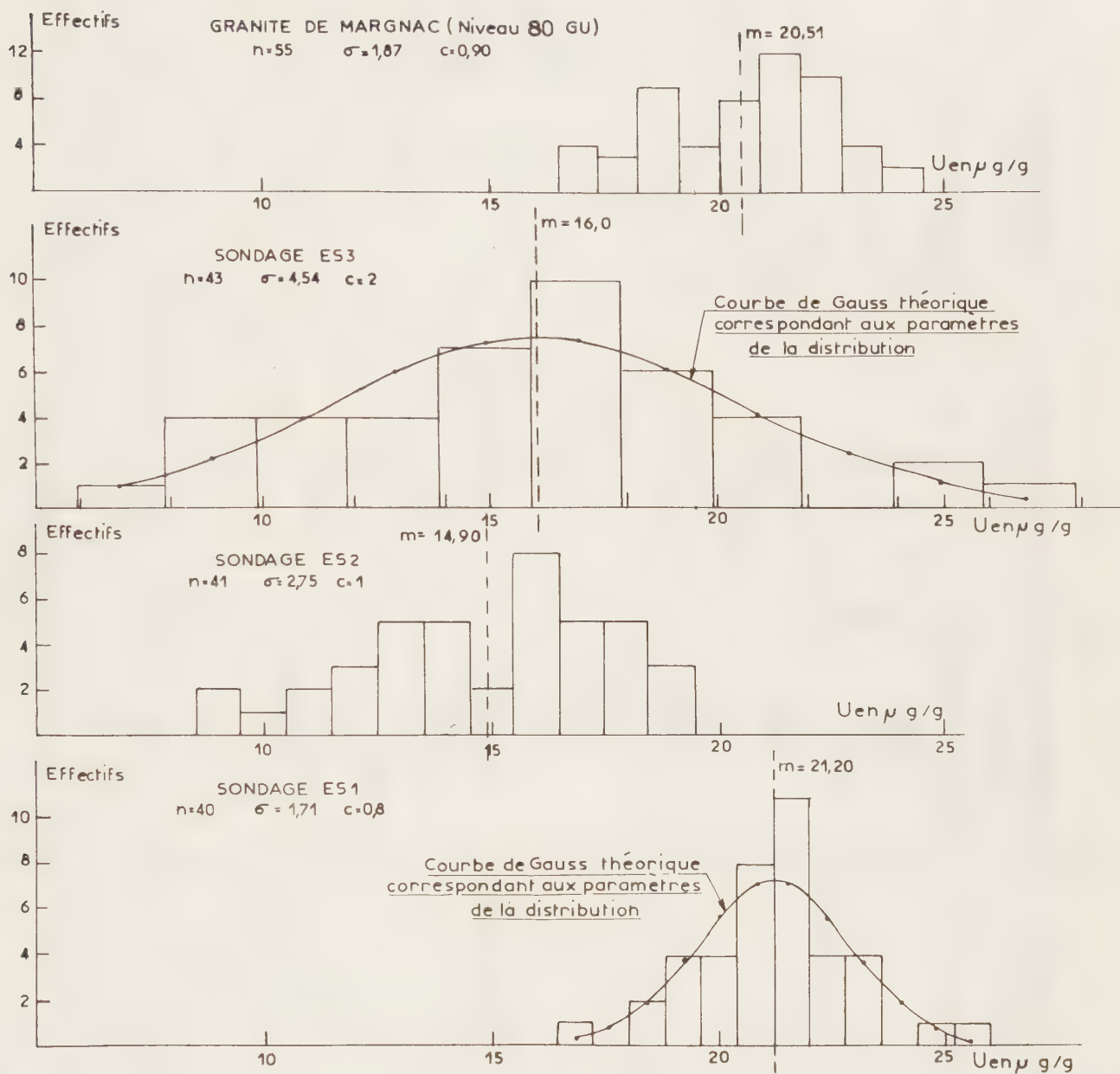


Figure 26 - Granite à ceux micas de St-Sylvestre : histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les sondages de la zone orientale (St-Léger-la-Montagne) (St-Goussaud) au-dessous de la zone d'altération superficielle. Comparaison avec le granite de la mine de Margnac (niveau 80) G.U.

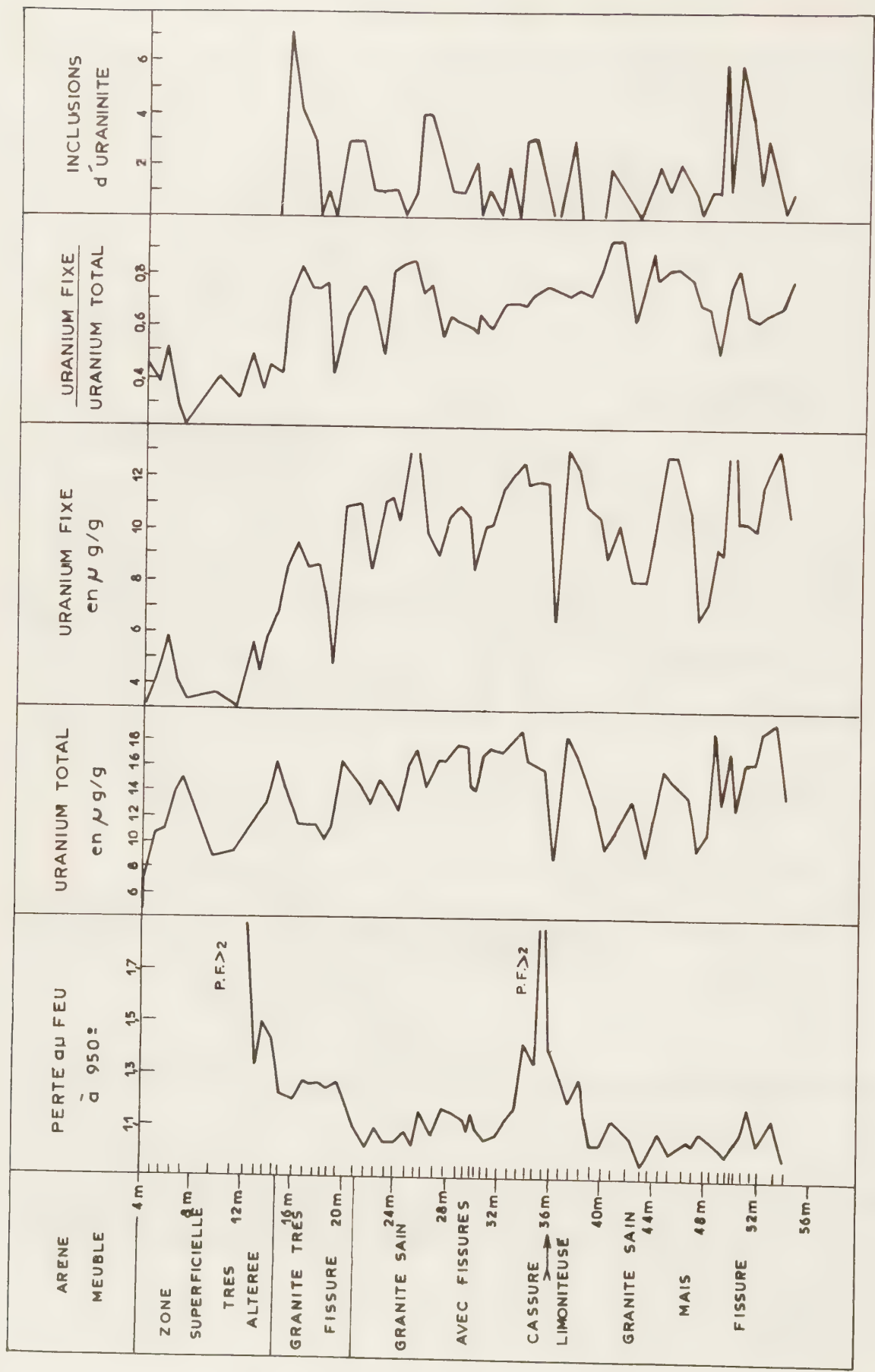


Figure 27 - Variations de l'uranium dans un sondage effectué au Nord du Massif de St-Goussaud (Volonda - sondage ES 2)

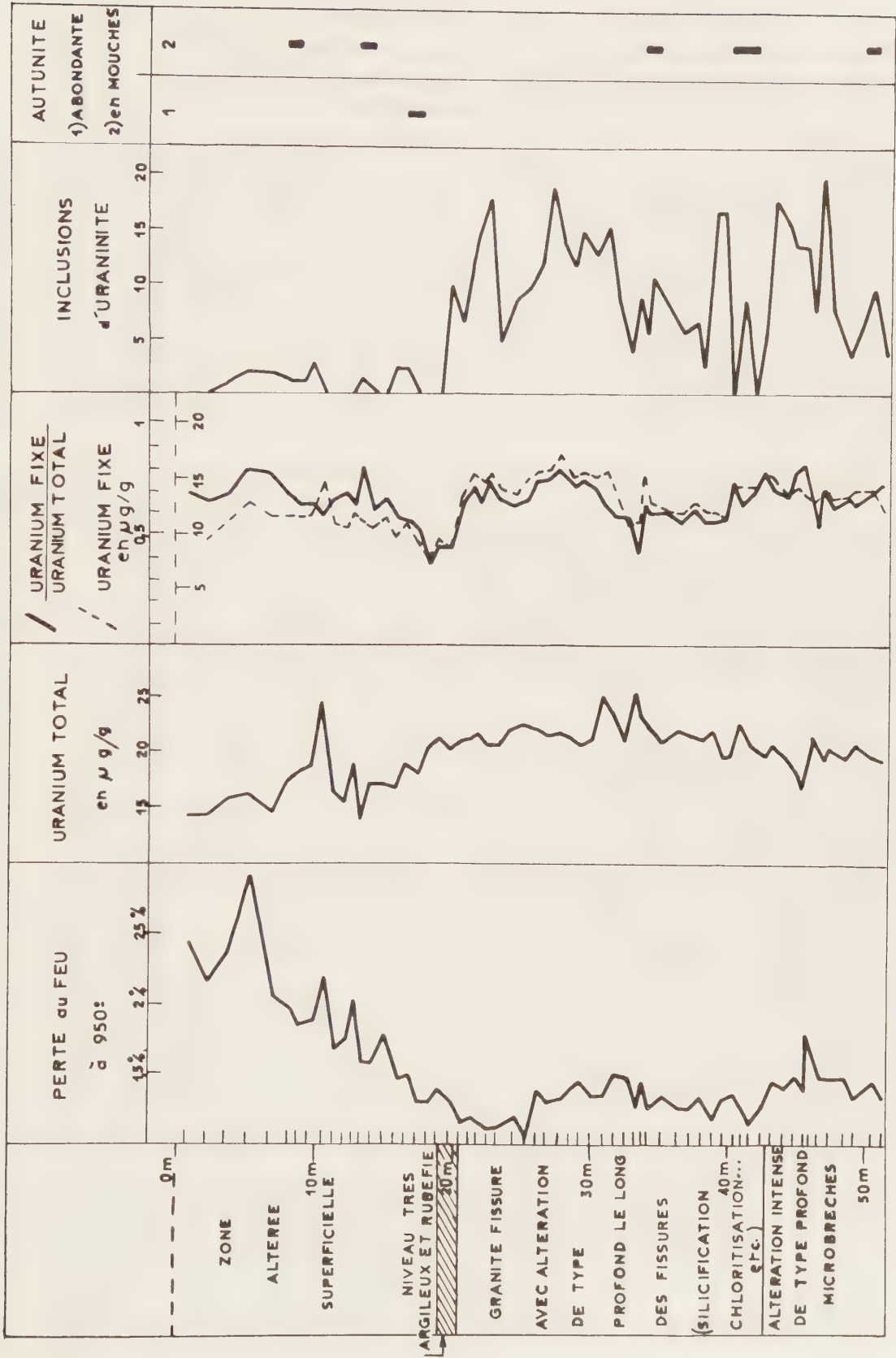


Figure 28 - Variations de l'uranium dans un sondage effectué au centre du massif de St-Goussaud (La Chatenaide - Sondage ES 1).

de la zone d'altération superficielle inférieure à celles qui ont été observées dans la zone Ouest ; d'autre part, la moyenne d'ensemble calculée à partir de ces trois sondages est plus faible que la moyenne d'ensemble de la zone Ouest calculée à partir des différents échantillonnages intéressant la roche profonde. Il faut indiquer par ailleurs le résultat des analyses effectuées sur des échantillons provenant d'un sondage C.E.A. exécuté près de Bellezanne, au Nord, dans le faciès à microcline quadrillé de la zone Est : la moyenne des teneurs en uranium s'élève à 13,04 $\mu\text{g/g}$ (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c). Les échantillons ont été prélevés par pick-sample et analysés avec l'ancienne méthode comportant une extraction chimique qui donne des résultats plus faibles. Aussi, ce résultat doit être considéré avec prudence. Toutefois, il est très nettement dans la ligne d'une baisse de la teneur en uranium dans la zone orientale. Peut-être aussi faut-il faire un rapprochement avec la diminution de la teneur en uranium constatée au Nord, dans la mine des Brugeauds, par rapport à la région de Margnac. Le phénomène se maintiendrait alors dans la zone de sodification, et il serait possible d'y voir une relation avec les caractéristiques chimiques particulières de la région Nord. Mais, avant de tirer des conclusions définitives, il faudra d'abord vérifier avec précision la teneur en uranium dans le sondage de Bellezanne.

Cette baisse de la teneur en uranium dans la zone Est étant admise, il faut s'interroger sur les facteurs susceptibles d'expliquer la forte teneur relevée dans le sondage ES 1, qui apparaît de la sorte comme une anomalie. Il faut écarter sans hésiter toute idée d'un décalage tectonique ; par ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques, notamment par la valeur du rapport Rb/K et sa richesse en étain, le granite du sondage ES 1 appartient sans contestation possible à la zone de sodification. Mais le sondage ES 1 présente des caractéristiques d'altération particulières en profondeur, ce qui nous conduit à considérer l'influence sur l'uranium de ces altérations secondaires d'origine endogène probable.

Certaines d'entre elles, comme dans le sondage ES 2, perturbent la distribution des teneurs en uranium et affectent les cristaux d'uraninite. Elles sont donc postérieures à la cristallisation de celle-ci et à la formation du granite. C'est le cas aussi pour les altérations intenses qui sont observées dans le caisson des amas minéralisés.

Dans le cas du sondage ES 1, bien que l'altération se révèle très intense, la distribution des teneurs n'est pas affectée et la répartition de l'uranium est extrêmement homogène. Cela serait incompréhensible si on n'admettait pas que l'uraninite a cristallisé en même temps que cette altération ou postérieurement. Celle-ci est donc deutérique, ainsi d'ailleurs que la cristallisation de l'uraninite. De plus, et nous nous bornerons pour l'instant à en faire la constatation, un enrichissement en uranium accompagne ces phénomènes, dont les manifestations les plus spectaculaires sont une séricitisation et une chloritisation totales des biotites en liaison avec des déformations tectoniques syncristallines et parfois même une microbréchification. Sur le plan chimique, on note une augmentation de l'eau de constitution, ce qui est tout à fait normal, peut-être aussi un léger enrichissement en SiO_2 que justifie une certaine silicification.

Dans le cas du sondage ES 1, il s'agit en l'occurrence d'un changement dans la distribution de l'uranium lié à la granitisation et non d'un remaniement secondaire intervenant après celle-ci. Il faut donc y voir une exception à la règle de l'homogénéité de la répartition de l'uranium primaire dans une zone pétrographique donnée et dans le type de granite considéré, mais cette anomalie est liée à des facteurs tectoniques locaux parfaite-

Localisation	Nombre d'ana-lyses	Uranium total (UT)						Uranium fixé (UF)				UF UT	
		Valeur minimum	Valeur maximum	Moyenne en µg/g	Ecart type σ	σ — m	Test du λ ² λ _s ² pour s ² = 0, 05	Valeur minimum	Valeur maximum	Moyenne en µg/g	Ecart-type σ	σ — m	
Granite à deux micas de St-Sylvestre	Mine de Margnac GU Niveau 80	16, 90	23, 90	20, 51	1, 87	0, 07	λ ² = 6, 830 λ _s ² = 9, 490						
	Sondage BS 1 Margnac	17, 60	26, 00	22, 09	2, 95	0, 13	λ ² = 4, 780 λ _s ² = 9, 488						
	Sondage BS 2 Margnac	15, 60	24, 50	20, 14	1, 95	0, 10	λ ² = 8, 600 λ _s ² = 9, 488						
	Sondage BS 4 Margnac	18, 65	27, 30	21, 60	2, 16	0, 10	λ ² = 4, 080 λ _s ² = 12, 592						
	Mine des Brugeauds - DF Niveaux 65 et 125	11, 50	27, 70	17, 44	4, 45	0, 26	λ ² = 4, 940 λ _s ² = 9, 488						
	Sondage ES 3 St-Léger-la-Montagne	6, 90	26, 40	16, 00	4, 54	0, 28	λ ² = 2, 740 λ _s ² = 11, 070	3, 60	15, 80	7, 80	2, 58	0, 30	0, 48
	Sondage ES 2 St-Goussaud	9, 00	19, 50	14, 90	2, 75	0, 18	λ ² = 5, 550 λ _s ² = 12, 592	6, 40	13, 70	10, 50	1, 70	0, 16	0, 70
	Sondage ES 1 St-Goussaud	16, 80	25, 30	21, 20	1, 71	0, 06	λ ² = 3, 570 λ _s ² = 9, 488	10, 80	17, 10	13, 90	1, 42	0, 09	0, 67
	Sondage CS 1 Granite de Chateauponsac	11, 40	28, 50	18, 24	4, 77	0, 26	λ ² = 2, 110 λ _s ² = 9, 488						
	Sondage CS 2 - Granite de la Brame à Comprégnac	5, 40	29, 60	14, 88	5, 75	0, 40	λ ² = 11, 260 λ _s ² = 11, 070						0, 73
Sondage FS - Granite de la Brame à St-Jouvent	3, 70	22, 30	8, 70	4, 54	0, 52	λ ² = 15, 710 λ _s ² = 9, 488							

Tableau n° 38 - Teneurs en uranium des granites du Massif de St-Sylvestre dans la roche saine profonde prélevée au-dessous de la zone d'altération superficielle à l'aide de sondages ou d'échantillonnages dans les travers-bancs stériles.

tement caractérisés. Par définition, elle est distincte des enrichissements qui proviennent ou simplement s'accompagnent d'un remaniement de l'uranium primaire et qui sont liés à des altérations postérieures à la cristallisation des minéraux qui renferment ce dernier.

B - LE GRANITE A GRAIN FIN A DEUX MICAS DE CHATEAUPONSAC

Le granite à deux micas à grain fin de Chateauponsac a été exploré par un sondage vertical de 100 m (CS 1) implanté très près de cette ville. Nous rappellerons les caractéristiques principales de la distribution de l'uranium au-dessous de la zone d'altération superficielle épaisse de 37 m telles qu'elles ont été exposées précédemment (G. RANCHIN - 1968).

La dispersion des teneurs est plus accentuée que dans les sondages de la région de la Brame. Le coefficient de variation σ/m , calculé sur une trentaine d'échantillons, est égal à 0,26 ; il se révèle supérieur au coefficient de variation qui correspondrait à l'erreur analytique. C'est à une répartition plus hétérogène des cristaux d'uraninite dans la roche qu'il faut attribuer les variations plus grandes de la teneur en uranium, et celle-ci montre une assez bonne corrélation avec l'abondance de l'uraninite.

La teneur en uranium du granite de Chateauponsac à l'emplacement du sondage CS 1 (18,14 $\mu\text{g/g}$) ne sort pas de la gamme de teneurs relevées dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre, puisqu'elle est légèrement supérieure à la teneur la plus faible observée dans ce granite, celle de l'échantillonnage des Brugeauds au Nord (17,44 $\mu\text{g/g}$). Un léger appauvrissement est cependant observé vis à vis du granite de Margnac, avec des différences qui sont significatives.

Le mode de localisation de l'uranium dans le granite de Chateauponsac est comparable à celui que nous avons décrit dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. La fréquence de l'uraninite est un peu supérieure à celle qui caractérise les sondages de la région de Margnac, mais les cristaux sont aussi plus petits (entre 15 et 20 microns le plus souvent), en liaison avec le grain le plus fin de la roche. Le quartz paraît contenir un plus grand nombre de cristaux encore qu'il soit difficile de juger sur un seul sondage. En tout cas, dans le sondage CS 1, le quartz contient 35 % des cristaux d'uraninite, la muscovite 23 %, la biotite 14 %, les plagioclases 13 %, les feldspaths potassiques 8 %, l'apatite 1 %, et 6 % d'entre eux seulement sont dans les joints.

Dans les roches prélevées en surface, les paramètres de la distribution de l'uranium sont les suivants (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c) :

$$n = 49 \qquad m = 8,10 \qquad \sigma = 2,60$$

La teneur moyenne en uranium des roches prélevées en surface est comparable à celle qui caractérise la zone Est du granite à deux micas de St-Sylvestre ; elle est par contre plus faible que celle obtenue dans la zone Ouest (11,58 $\mu\text{g/g}$) de ce même granite, ce qui va dans le sens de la légère baisse constatée en profondeur dans le sondage CS 1. Signalons cependant qu'un échantillonnage complémentaire effectué en surface dans la zone Nord, près de St-Hilaire-la-Treille, a donné des valeurs très fortes (15,7 $\mu\text{g/g}$ pour quatre échantillons), ce qui confirme en tout état de cause la richesse en uranium de ces granites à grain fin.

C - LE GRANITO-GNEISS DE LA BRAME

Nous avons vu que le granito-gneiss de la Brame avait été reconnu en profondeur par deux sondages :

- le sondage CS 2, profond de 100 m, effectué près de Compreignac, à 1 km environ de la limite du granite à deux micras de St-Sylvestre ;
- le sondage FS, profond de 65 m, effectué près de St-Jouvent, au sud-Ouest ; il est beaucoup plus éloigné du granite à deux micras.

Il a été signalé dans la première partie de cet ouvrage que le sondage CS 2 avait recoupé le faciès-type à sillimanite fibreuse du granito-gneiss et que le sondage FS avait permis de définir un second faciès, à sillimanite prismatique.

1°) Le sondage CS 2

Les caractéristiques de la répartition de l'uranium dans ce sondage ont déjà été indiquées (G. RANCHIN - 1968). La répartition de l'uraninite y apparaît très irrégulière. Sur une distance d'environ deux mètres, soit dans quelques lames, nous avons compté entre 10 et 40 cristaux dans chacune d'elles, alors que dans toutes les autres, qui correspondent à la quasi-totalité du sondage, il y a généralement un à deux cristaux par lame. Ce mode de répartition de l'uraninite est à l'image de la structure hétérogène de ce granito-gneiss. A cette accumulation locale d'uraninite correspond une augmentation très nette de la teneur, et les six échantillons concernés ont une teneur comprise entre 20 et 30 $\mu\text{g/g}$ alors que la moyenne pour le restant du sondage s'établit à 14 $\mu\text{g/g}$. Comme dans le granite de Chateauponsac, comme aussi dans la zone Est du granite à deux micras de St-Sylvestre, les variations de teneur, qui ici sont particulièrement nettes à l'intérieur d'un même sondage, sont liées à l'abondance de l'uraninite.

En raison de l'hétérogénéité de la distribution des teneurs en uranium dans ce sondage, l'écart-type et le coefficient de variation sont élevés (tableau n° 39). La valeur σ/m est égale en effet à 0,40, soit quatre fois le coefficient de variation correspondant aux erreurs analytiques. L'histogramme des teneurs en uranium présente une dissymétrie positive très nette, avec un étalement très marqué du côté des valeurs fortes qui caractérisent des roches riches en uraninite (figure n° 29). Le test du χ^2 conduit à rejeter la spécification normale.

Pour la partie du sondage située au-dessous de la zone d'altération superficielle, la teneur moyenne en uranium s'élève à 14,88 $\mu\text{g/g}$. La teneur en uranium du granite de la Brame dans le sondage CS 2 apparaît donc plus faible que celle du granite de Chateauponsac, et nettement inférieure aux teneurs du granite à deux micras de St-Sylvestre dans la région de Margnac, ainsi qu'à celle du granite des Grugeauds. Avec celle-ci cependant la différence n'est pas significative, en raison de l'écart-type très élevé qui caractérise la distribution de l'uranium dans le granito-gneiss. A priori, compte tenu de cette hétérogénéité, une teneur moyenne calculée dans un sondage n'a pas la même représentativité que celles déterminées par exemple dans le granite à deux micras de St-Sylvestre. C'est le sondage FS qui lèvera les doutes justifiés que l'on pourrait avoir sur la réalité de l'appauvrissement en uranium du granito-gneiss s'il était établi d'après le seul sondage CS 2.

Le mode de localisation de l'uranium dans le granito-gneiss est analogue quant

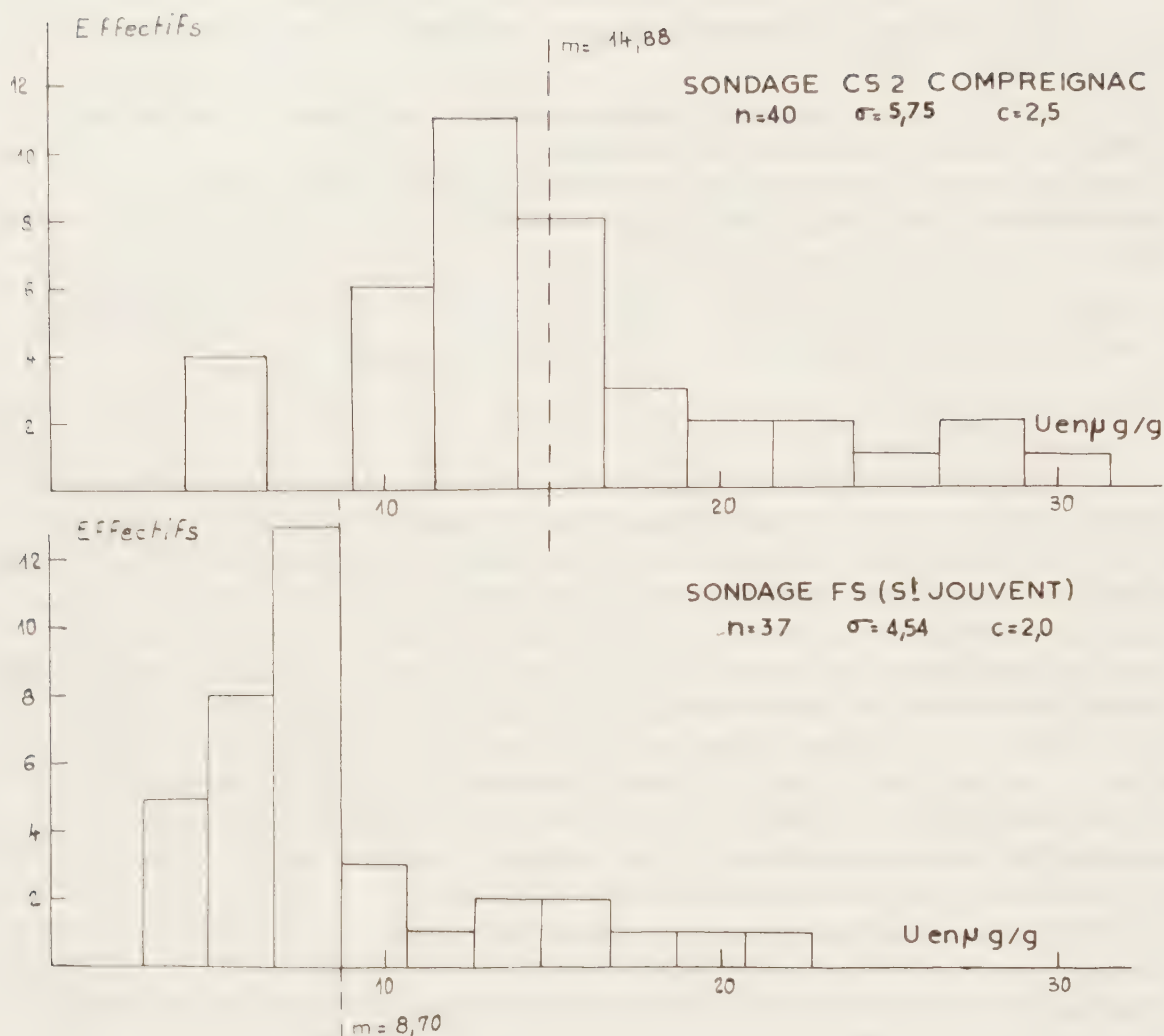


Figure 29 - Granito-gneiss de la Brame - Histogrammes de répartition des teneurs en uranium au-dessous de la zone d'altération superficielle dans le faciès à sillimanite fibreuse (Sondage CS 2 - d'après G. RANCHIN - 1968) et dans le faciès St-Jouvent à sillimanite prismatique (Sondage FS).

aux différentes formes présentes à ce qui a été observé dans les granites précédents, avec toujours les mêmes minéraux radioactifs : uraninite, monazite, zircon, apatite. L'acide chlorhydrique dilué entraîne 27 % de l'uranium de la roche, chiffre qui correspond à la moyenne de 12 essais effectués sur des échantillons différents. La proportion d'uranium fixé est donc égale à 73 %, chiffre assez proche de celui obtenu dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.

La fréquence des cristaux d'uraninite apparaît inférieure à celle qui caractérise le granite à deux micas de St-Sylvestre dans la zone Ouest ; elle est en moyenne de 3 cristaux par lame mince, encore que ce résultat n'ait pas grande signification étant donné

que la plupart des cristaux sont concentrés dans une petite fraction du sondage. Cela explique cependant la diminution de la teneur. A la différence de ce qui avait été observé dans les granites à deux micas, beaucoup de cristaux d'uraninite (environ 30 %) sont situés dans les joints, en position intercristalline. Cela est particulièrement net dans la fraction du sondage où l'uraninite se concentre, et où au demeurant la fissuration paraît intense.

Les dimensions, les formes et la radioactivité des monazites et des zircons ne présentent pas de caractéristiques particulières comparativement à ce qu'elles sont dans les granites à deux micas. Nous avons étudié quatre cristaux de monazite à la microsonde électronique (tableau n° 45) (Pl. n° VIII). L'uranium a été dosé dans deux de ces cristaux, et les teneurs devraient être voisines respectivement de 0,35 %, et de 1 %. Dans les deux autres cristaux, l'uranium n'a pu être décelé. Les résultats sont comparables à ceux que nous avons obtenus avec les monazites du granite à deux micas de St-Sylvestre, et les teneurs en uranium des monazites sont certainement voisines dans les deux granites.

2°) Le sondage FS

Ce sondage est très fracturé, et pour cette raison, c'est le seul qui n'ait pas été échantillonné et analysé de façon continue. Nous ne nous étendrons pas sur les phénomènes d'altération, car il est très difficile du fait de cette fracturation de distinguer entre l'altération supergène et une éventuelle altération d'origine juvénile. La chloritisation est intense, la calcite abondante, soit associée à la chlorite, soit en remplacement des plagioclases. Certains passages sont très ferrugineux. Le sondage comporte cependant des fractions notables de roche saine, avec une perte au feu inférieure à 1 %. C'est le cas notamment pour la partie la plus profonde, au-dessous de 50 m, et pour la zone comprise entre 30 et 40 m (figure n° 30).

Dans ces deux zones, la teneur en uranium oscille entre 4 et 8 $\mu\text{g/g}$, avec cependant deux augmentations très nettes de la teneur, l'une à 53 m limitée à un échantillon (22 $\mu\text{g/g}$), l'autre à 30 m intéressant plusieurs échantillons avec un maximum de 19 $\mu\text{g/g}$.

Dans les zones où la teneur oscille entre 4 et 8 $\mu\text{g/g}$, nous n'avons pas observé d'uraninite. A 53 m, la lame mince qui correspond à l'échantillon dont la teneur est égale à 22 $\mu\text{g/g}$ contient 10 cristaux de ce minéral.

L'augmentation de la teneur vers la profondeur de 30 m est liée également à la présence d'uraninite, avec aussi de l'autunite et une activité diffuse considérable. Il y a là également une accumulation d'uraninite, mais elle se place de toute évidence à la limite supérieure de stabilité de ce minéral, dans la zone de transformation de l'uraninite en autunite du fait des remaniements supergènes.

L'échantillon à forte teneur situé à 53 m se caractérise par une séricitisation intense et d'aspect assez particulier. De longues flammèches de séricite enveloppent les autres minéraux, notamment le quartz dans une position essentiellement intercristalline ou fissurale (Pl. n° V, figure 4). Cet échantillon contient aussi beaucoup de calcite. Tous les cristaux d'uraninite sont associés à cette séricite secondaire. Nous retrouvons donc à nouveau une association entre certains processus deutériques et la cristallisation de l'uraninite, qui se manifeste aussi bien ici à l'échelle de l'échantillon qu'à celle de la texture décelable au microscope.

Pour les zones qui ne contiennent pas d'uraninite, la moyenne de la teneur en uranium s'élève à 6,53 $\mu\text{g/g}$, avec une teneur en uranium fixé égale à 4,90 $\mu\text{g/g}$, soit

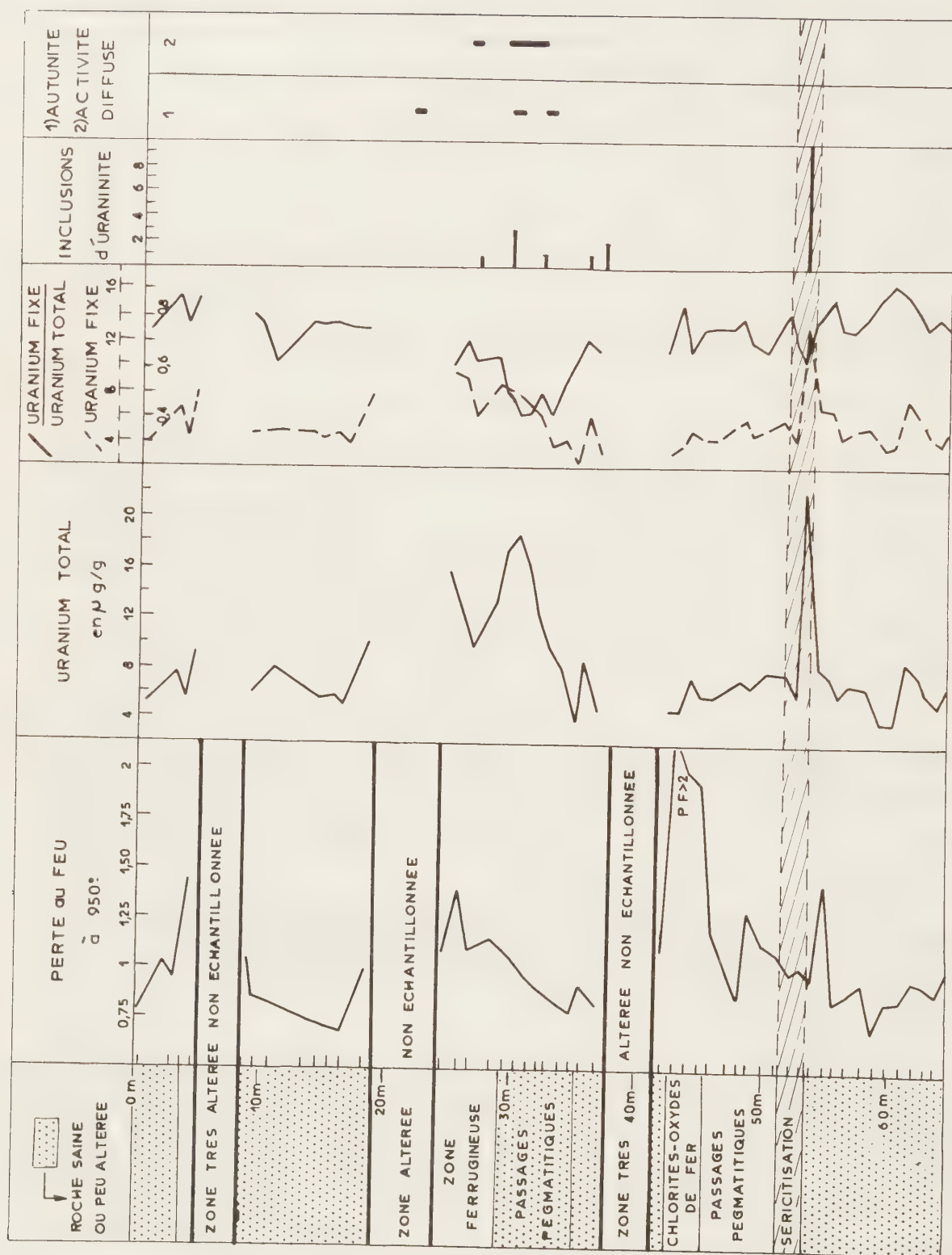


Figure 30 - Variations de l'uranium à l'intérieur d'un sondage effectué dans le faciès de St-Jouvent du granite de la Brame (sondage F S).

un rapport UF/UT égal à 75 %. La majorité de l'uranium se trouve donc en position diadochique dans les minéraux transparents, ce qui explique la régularité de la distribution des teneurs dans ces zones sans uraninite, ce malgré l'altération et y compris dans les niveaux superficiels.

En groupant les deux passages à uraninite et les zones qui n'en contiennent pas, pour la fraction du sondage comprise entre 24 et 65 m, la teneur moyenne en uranium s'élève à $8,70 \mu\text{g/g}$, et nous la considérerons comme représentative de ce sondage. L'histogramme de répartition des teneurs présente comme pour le sondage CS 2 une très nette dissymétrie positive, due aux valeurs fortes en uranium qui caractérisent les roches à uraninite (figure 29). Le coefficient de variation σ/m est égal à 0,50, soit cinq fois le coefficient qui résulterait simplement d'écarts analytiques.

3°) Les caractéristiques générales de la répartition de l'uranium dans le granito-gneiss de la Brame.

Par rapport au granite à deux micas de St-Sylvestre, la distribution de l'uranium dans le granito-gneiss de la Brame présente une première originalité certaine, qui tient non pas dans les formes sous lesquelles apparaît l'uranium, mais dans l'hétérogénéité de la répartition. Cette hétérogénéité se manifeste à l'intérieur d'un même sondage ; elle est due à des concentrations locales d'uraninite qui s'accompagnent d'une teneur plus élevée.

A l'intérieur du granito-gneiss, une diminution très nette de la teneur a été observée au Sud-Ouest, dans le faciès à sillimanite prismatique reconnu par le sondage FS. Dans ce sondage, la majeure partie des échantillons ne contient pas d'uraninite ; lorsqu'elle apparaît, c'est en liaison avec une séricitisation fissurale très prononcée.

Les deux sondages effectués permettent de supposer que le granito-gneiss de la Brame est appauvri en uranium par rapport aux granites à deux micas, la diminution étant surtout très prononcée dans le faciès à sillimanite prismatique. Toutefois, la teneur moyenne des échantillons de surface pour l'ensemble du granito-gneiss s'élève à $8,55 \mu\text{g/g}$, soit une teneur comparable à celle du granite à grain fin de Chateauponsac ou à celle de la zone de sodification dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Il est préférable de s'en tenir aux résultats des sondages, mais cette teneur élevée en surface traduit bien cependant la prédominance du faciès à sillimanite fibreuse encore riche en uranium géochimique. Cela pose aussi le difficile problème des relations entre les teneurs en uranium primaire et les teneurs relevées en surface, dont certains aspects statistiques seront évoqués plus loin.

D - SUR LA PROPORTION D'URANIUM LIEE A L'URANINITE

Une question extrêmement importante est celle qui a trait à la proportion d'uranium contenue dans les cristaux d'uraninite, et d'une manière plus générale à la répartition quantitative de l'uranium entre les différentes formes sous lesquelles il a été reconnu. C'est un problème que nous avons déjà évoqué lors de l'étude du granite à deux micas de St-Sylvestre, sans l'approfondir, ayant attendu pour cela de voir les autres granites du massif.

Si on considère l'ensemble des granites qui composent le massif de St-Sylvestre, il est indéniable que les variations de la teneur en uranium sont dues pour l'essentiel aux

variations dans l'abondance de l'uraninite. Admettons qu'elles soient dues uniquement à cela, supposons les autres formes de l'uranium stables ; il est alors facile de calculer par exemple la quantité d'uranium que représente l'uraninite dans le granite de Margnac dont la teneur s'élève à 21 $\mu\text{g/g}$. En effet, dans le sondage FS, les zones du granito-gneiss qui ne contiennent pas d'uraninite ont une teneur moyenne de 6,5 $\mu\text{g/g}$, dont 75 % d'uranium fixé (4,90 $\mu\text{g/g}$). Pour le granite de Margnac, les proportions seraient alors les suivantes :

- Uraninite : 14,5 $\mu\text{g/g}$, soit 70 % ;
- Minéraux accessoires transparents : 4,90 $\mu\text{g/g}$, soit 23 % ;
- Uranium diffus : 1,6 $\mu\text{g/g}$, soit 7 %

pour une teneur de 21 $\mu\text{g/g}$.

Cette proportion de 70 % d'uranium qui correspondrait à l'uraninite dans le granite de Margnac doit être considérée comme une valeur maximum possible, sans plus. En particulier, nous avons de bonnes raisons de penser que la proportion d'uranium contenue dans les monazites varie également, car nous verrons que les teneurs en thorium ne sont pas constantes et on peut en déduire que la quantité de monazite n'est pas fixe.

Il existe d'autres modes de calcul qui donnent pour la proportion d'uranium liée à l'uraninite dans le granite de Margnac des résultats plus faibles. Nous avons vu que dans la roche prélevée en profondeur, l'acide chlorhydrique décinormal entraînait 20 à 25 % d'uranium ; à la limite de la zone d'oxydation superficielle, après que l'uraninite ait été transformée en autunite, la proportion d'uranium lessivé par l'acide chlorhydrique s'élève à 70-75 % (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c). Cet accroissement de l'uranium "mobile" est dû à la destruction de l'uraninite, dont on pourrait déduire par ce raisonnement qu'elle contient environ 50 % de l'uranium de la roche, s'il n'était probable qu'elle est partiellement oxydée et attaquée par l'acide chlorhydrique dans les échantillons prélevés au-dessous de la zone d'altération superficielle. Au contraire du calcul précédent, la proportion obtenue (50 %, soit 10 à 11 $\mu\text{g/g}$ d'uranium) représente un chiffre minimum.

La proportion réelle de l'uranium attachée à l'uraninite dans le granite de Margnac doit se situer entre ces deux valeurs de 50 à 70 %. Nous en voyons une confirmation dans le fait que lorsque la fréquence de l'uraninite diminue de moitié, comme c'est le cas dans le sondage ES 2 de St-Goussaud, la teneur en uranium baisse de 6 $\mu\text{g/g}$, soit d'environ 30 %. En fait, les proportions d'uranium attachées aux différentes formes reconnues dans le granite à deux micas de Margnac doivent se situer entre les fourchettes suivantes :

- Uranium lié à l'uraninite : entre 50 et 70 % (valeur probable 60 %)
- Uranium lié aux minéraux accessoires transparents : entre 30 et 23 %.
- Uranium diffus : entre 20 et 7 %.

Ces proportions sont valables uniquement pour le granite de Margnac ; il est bien évident que dans les zones à basse teneur du granito-gneiss de la Brame, la proportion d'uranium représentée par l'uraninite est plus faible, étant donné que l'appauvrissement est dû pour l'essentiel à l'extrême raréfaction de celle-ci. Inversement, dans le sondage ES 1 de St-Goussaud, pour une teneur en uranium qui est équivalente à celle du granite de Margnac, la fréquence de l'uraninite paraît plus élevée.

E - RELATIONS STATISTIQUES ENTRE LA DISTRIBUTION DE L'URANIUM EN SURFACE ET LA TENEUR EN URANIUM PRIMAIRE

Dans une étude précédente (G. RANCHIN - 1967), quelques aspects statistiques de la distribution des teneurs en uranium dans les roches prélevées en surface ont été envisagés.

Un premier aspect intéressant qui ressort de ces études statistiques c'est que les résultats obtenus avec deux échantillonnages à maille différents, l'un à la maille carrée de 500 m, l'autre avec un prélèvement pour 4 km², sont comparables. Les histogrammes ont la même forme et les teneurs moyennes de chaque granite sont statistiquement identiques. Il y a donc bien des lois statistiques qui régissent la distribution de l'uranium en surface.

D'autre part, il s'est révélé que pour chacun des principaux faciès granitiques qui composent le massif de St-Sylvestre l'histogramme de la répartition des teneurs en surface était bimodal, et, lorsque le nombre d'échantillons était suffisant, nous avons pu montrer que ces histogrammes pouvaient être ramenés à la somme de deux populations normales. Il a été montré que l'existence de ces deux populations était liée aux phénomènes de remaniement supergènes, et l'hypothèse a été émise que le second pic de l'histogramme correspondait à la teneur de la roche non altérée prélevée en profondeur ; dans ce cas, bien que remanié et précipité sous une forte différence, l'uranium serait resté sur place, ou tout au moins il y aurait préservation de la teneur.

Nous avons aujourd'hui des éléments de connaissance sur la répartition de l'uranium primaire qui permettent de juger du bien-fondé de cette hypothèse. Sur la figure 31, les histogrammes de répartition des teneurs en surface pour chacun des faciès granitiques sont reportés, avec les deux courbes normales et leurs moyennes telles qu'elles ont été déterminées par le calcul lorsque cela a été possible. Pour les deux zones principales du granite à deux micras de St-Sylvestre, nous disposons uniquement des histogrammes.

Comparons la moyenne de la seconde population ou l'intervalle de classe qui correspond au second pic avec les teneurs relevées en profondeur dans les sondages. Mais, comme entre temps il y a eu un changement dans la méthode d'analyse, avec une modification de l'attaque chimique, il faut multiplier les teneurs des roches prélevées en surface par le facteur 1,08 ¹⁾.

Les résultats sont les suivants :

- Pour la zone Ouest du granite à deux micras de St-Sylvestre, les teneurs observées en profondeur varient entre 17,40 et 22 $\mu\text{g/g}$; la teneur calculée à partir de l'échantillonnage de surface pour cette roche profonde se situe entre 19 et 20,8 $\mu\text{g/g}$.
- Pour la zone Est du granite à deux micras de St-Sylvestre, la moyenne pour les trois sondages s'élève à 17 $\mu\text{g/g}$, et la teneur de la roche profonde déduite à partir de l'échantillonnage de surface se situe entre 15,50 et 17,30 $\mu\text{g/g}$.
- La teneur du granite à grain fin de Chateauponsac dans le sondage CS 1 s'élève à 18,20 $\mu\text{g/g}$; la moyenne de la seconde population dans l'échantillonnage de surface est égale à 14,60 $\mu\text{g/g}$.

¹⁾ Ce facteur de conversion n'est valable que pour les types de granites considérés.

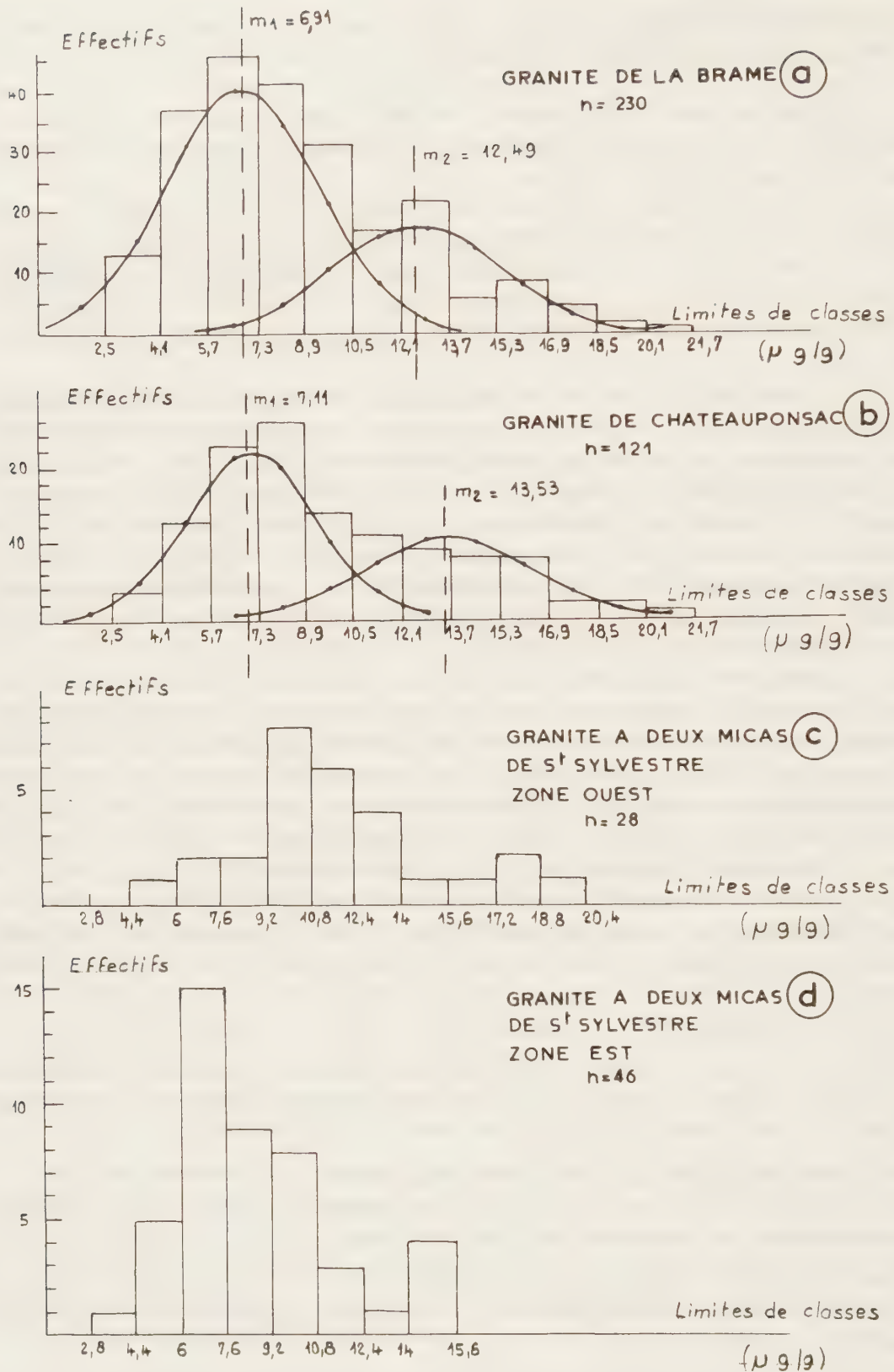


Figure 31 - Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les roches prélevées en surface : granite de la Brame (a), granite de Châteauponsac (b), zones Ouest (c) et Est (d) du granite à deux micas de St-Sylvestre. Ajustement théorique à deux populations normales (a et b) (d'après G. RANCHIN - 1967).

- La teneur du granito-gneiss de la Brame dans le sondage CS 2 s'élève à 14,90 $\mu\text{g/g}$; la moyenne de la seconde population dans l'échantillonnage de surface est égale à 13,50 $\mu\text{g/g}$. Cela semblerait confirmer que le faciès à sillimanite prismatique pauvre en uranium recoupé par le sondage FS est tout-à-fait minoritaire dans l'ensemble du granito-gneiss.

Dans l'ensemble, la concordance est excellente, sauf toutefois pour le granite à grain fin de Chateauponsac. Mais n'oublions pas que nous disposons d'un seul sondage dans ce granite, et certaines variations en profondeur ne sont pas exclues, par exemple au Sud-Ouest.

Le calcul statistique rigoureux appliqué aux échantillonnages de surface dans les granites à uraninite abondante peut donc permettre d'arriver à une bonne approximation de la teneur en uranium primaire, cela très probablement dans certaines conditions d'altération superficielle.

II - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE - RAPPEL DES RESULTATS ACQUIS DANS LES MASSIFS DE GRANITE A DEUX MICAS DES MONTS DE BLOND ET DE COGNAC-LE-FROID

Pour le granite à deux micas de la Marche, nous avons disposé des échantillonnages de surface effectués sur la Marche Occidentale et la Marche Centrale, ainsi que de quelques fragments de carottes provenant des sondages miniers qui nous ont été fournis par le Commissariat à l'Energie Atomique ou la Compagnie Française des Minerais d'Uranium (C.F.M.U.). Il ne s'agit pas en l'occurrence d'échantillonnages complets réalisés sur un sondage conçu spécialement pour cette opération de recherche fondamentale, mais de tronçons de carottes de deux à quatre mètres de longueur, généralement d'ailleurs altérés, mais provenant de niveaux profonds. En vertu d'une constatation souvent faite, nous pouvons compter sur une certaine conservation de la teneur dans ces fragments de carottes légèrement altérés provenant de zones profondes.

Les sondages utilisés proviennent des secteurs minéralisés de la Marche, et ils ont été effectués soit à partir des travaux miniers (tableau n° 39), soit à partir de la surface. Pour chacun de ces sondages, donc pour chacun de ces prélèvements en roche profonde, nous avons pu constituer un ou deux échantillons qui ont été analysés, et la valeur des résultats obtenus n'est évidemment pas comparable à celle des travaux effectués sur les sondages du massif de St-Sylvestre. Compte tenu des caractéristiques de la répartition de l'uranium primaire dans les granites à deux micas, ces analyses, bien qu'en nombre réduit, permettent un certain "étalonnage" des teneurs obtenues en surface.

A - LA MARCHE CENTRALE

Les échantillons provenant de sondages effectués au voisinage ou à l'intérieur des mines du Vignaud, Champsanglard, Puy Redeuil ont des teneurs qui s'échelonnent entre 12,40 et 22,70 $\mu\text{g/g}$, avec pour chacune des trois mines des teneurs moyennes égales respectivement à 16,60, 22,5, et 15 $\mu\text{g/g}$ (tableau n° 39). Ces teneurs moyennes sont calculées à partir de deux analyses seulement.

Ces roches sont généralement chloritisées, souvent cataclastiques. Les pertes au feu sont nettement supérieures à 1 %. Les remaniements secondaires de l'uranium se

Origine		Numéro Ech.	Uranium total en $\mu\text{g/g}$		Uranium fixé en $\mu\text{g/g}$		Perte au feu à 950°
Marche	Le Vigneaud Niveau 30 (carottes)	H 268 A	18,50	16,60	8,50	9,75	1,27
		H 268 B	14,60		11,00		1,20
Centrale	Champsanglard Niveau 35	H 269 A	22,70	22,50	9,40	8,80	1,44
		H 269 B	22,30		8,20		1,54
	Puy Redeuil (carottes)	S 11-H 276	17,60	15,00	7,20	6,40	1,24
		S 12-H 277	12,40		5,60		1,57
Marche Ouest	Le Bernardan (sondage)	I 42	23,60				1,46
	Les Loges (sondage)	I 44	4,30				1,48
	Côte Moreau (sondage)	I 45	22,30				1,31
	Lathus (sondage)	I 63	16,90				1,33
Crozant	Lafat Vieille (niveau 70)	H 272 A	13,80	13,50	7,10		1,21
		H 272 B	13,20		8,70		1,20
	Lafat Vieille (carottes) (niveau 30 à 80)	H 273	13,80		8,20		1,39

Tableau n° 39 - Teneurs en uranium de quelques échantillons prélevés en profondeur mais altérés, dans le granite à deux micas de la Marche (Marche Centrale et Marche Occidentale) et dans celui de Crozant.

marquent par des activités diffuses ou fissurales importantes. Dans la majorité des lames, il a été observé des cristaux d'uraninite, à l'intérieur de la muscovite, de la chlorite, des plagioclases et de l'apatite, avec un maximum de quatre cristaux dans une lame. Les minéraux accessoires radioactifs reconnus sont la monazite et le zircon.

Les résultats analytiques du dosage de l'uranium dans les roches de surface qui puissent être comparés à eux obtenus dans le massif de St-Sylvestre sont peu nombreux. A l'Ouest de la Creuse, on dispose de six analyses effectuées suivant la méthode de dosage par chromatographie avec une attaque fluo-perchlorique. La moyenne s'élève à $9,90 \mu\text{g/g}$, mais des analyses antérieures avaient montré que ces échantillons avaient des teneurs plus

élevées que la moyenne des roches de la Marche Centrale : une correction doit être faite qui ramène la teneur moyenne supposée du granite de la Marche Centrale à $7,50 \mu\text{g/g}$. Ce résultat n'est pas tellement éloigné de celui obtenu avec six prélèvements effectués dans le granite de la Marche, immédiatement à l'Est de la vallée de la Creuse, près du village qui s'appelle "Le Chêne" (échantillonnage H bis), soit $8,20 \mu\text{g/g}$ (tableau n° 40).

B - LA MARCHE OCCIDENTALE

Quatre échantillons ont été prélevés à l'aide de sondages près des gisements du Bernardan, des Loges, de la Côte Moreau et de Lathus. Ils sont altérés et leur perte au feu est relativement élevée. Tous ces échantillons appartiennent au faciès banal à albite et oligoclase avec des perthites mâclées dans les feldspaths potassiques. La teneur de l'un d'eux est égale à $4,30 \mu\text{g/g}$, ce qui montre bien l'influence de remaniements secondaires. Les autres teneurs sont respectivement égales à 26,30, 22,30 et $16,90 \mu\text{g/g}$, soit des résultats assez comparables à ceux obtenus dans la Marche Centrale.

Pour l'ensemble du granite de la Marche Occidentale, la teneur moyenne des roches de surface est voisine de $9,50 \mu\text{g/g}$. Un classement des échantillons fait apparaître des teneurs un peu plus faibles, voisines de $7,50 \mu\text{g/g}$, dans le faciès de Dompierre sans perthites mâclées et dans le faciès à muscovite seule qui sont placés aux deux pôles de l'évolution. Il n'est pas possible de juger si ces résultats sont ou non significatifs (tableau n° 40).

L'histogramme de répartition des teneurs relevées dans les roches de surface peut être ajusté à une loi normale (figure n° 32). Il présente cependant une dissymétrie positive et il tend ainsi à se rapprocher des distributions observées dans les granites du Massif de St-Sylvestre où l'altération superficielle entraîne l'existence de deux populations (G. RANCHIN - 1967). Les trois valeurs fortes qui se détachent sont celles des échantillons de sondage.

C - LE MASSIF DE CROZANT

Trois échantillons prélevés sur des carottes de sondage dans la mine de Lafat-Vieille ont donné des teneurs de l'ordre de 13 à $14 \mu\text{g/g}$. Ces échantillons sont altérés, et il n'y a pas été observé d'uraninite.

La teneur moyenne des roches de surface est aussi relativement faible, $7,30 \mu\text{g/g}$, et cela indique peut-être une diminution de teneur par rapport au granite à deux micas de la Marche Occidentale (figure 32).

D - BILAN DES RESULTATS ACQUIS DANS LES GRANITES DE LA MARCHE ET DE CROZANT

Par suite du petit nombre d'échantillons prélevés en profondeur, il n'a pas été permis de déterminer avec précision la teneur en uranium du granite à deux micas de la Marche, et d'en suivre les variations dans les différents faciès.

Toutefois, les quelques résultats analytiques obtenus sur des échantillons de sondage généralement d'ailleurs altérés joints à ceux des échantillonnages de surface permet-

Nature et région de prélèvement des échantillons		Uranium total			Uranium fixé	
		Nombre d'éch.	Moyenne en $\mu\text{g/g}$	Ecart type	Moyenne en $\mu\text{g/g}$	Ecart- type
(1) Granite à deux micas de St-Sylvestre	Zone Ouest	28	11,58	3,72		
	Zone Est	47	8,46	2,85		
	Ensemble du granite	75	9,58	3,60	6,50	2,12
(2) Granite à grain fin de Châteauponsac		49	8,10	2,10	5,46	1,80
(3) Granito-gneiss de la Brame		35	8,55	3,15	6,90	2,30
(4) Granite à gros grain de Cognac-le-Froid		151	8,00	2,50		
(5) Granite des Monts de Blond			8,00			
(6) Marche Occidentale	Faciès de Dompierre (sans perthites)	8	7,40			
	Faciès à musco- vite seule	3	7,70			
	Faciès banal à perthites mûcies	32	9,95	5,40		
	Ensemble du granite	43	9,37	5,08		
(7) Marche Centrale	Ouest de la Creuse	6	9,90 (7,50)		4,70	
	Est de la Creuse (Le Chêne)	5	8,20			
(8) Massif de Crozant		12	7,30			

Tableau n° 40 - Teneurs moyennes en uranium des roches prélevées en surface dans les granites à deux micas du Nord-Limousin. Les teneurs moyennes depuis (1) jusqu'à (5) inclus doivent être majorées de $1 \mu\text{g/g}$ pour pouvoir être comparées aux teneurs (6) à (8). D'après G. RANCHIN (1967), J. BARBIER et G. RANCHIN (1968) pour (1) à (4) et J. BARBIER pour (5).

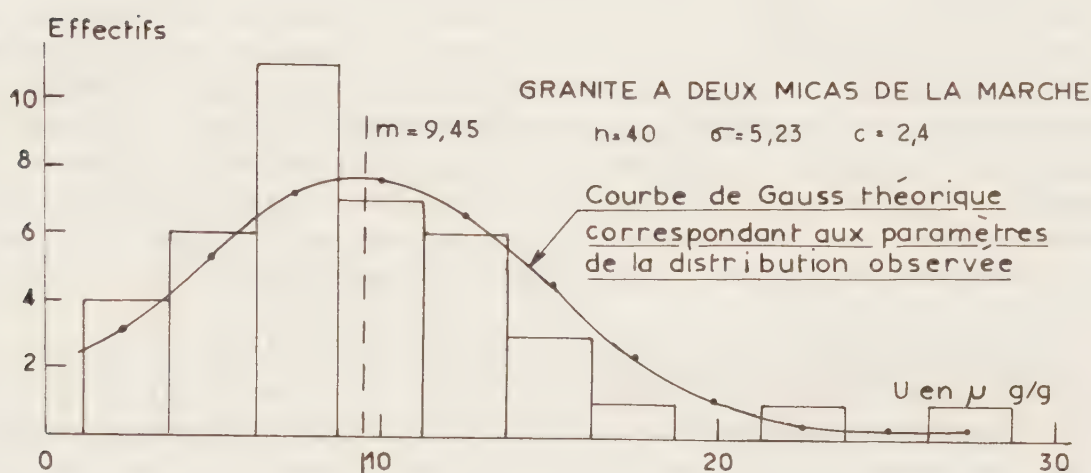
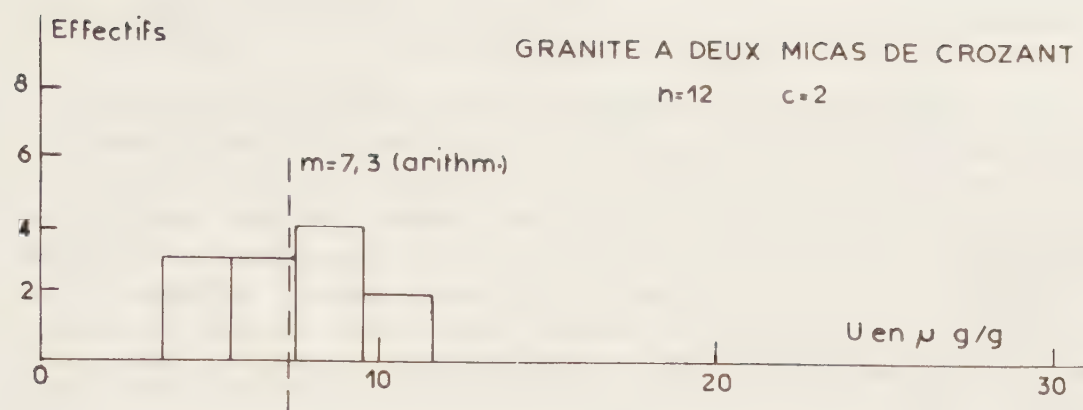


Figure 32 - Granites à deux micas de la Marche Occidentale et de Crozant - Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les roches de surface.

tent d'établir que le granite de la Marche a une teneur en uranium primaire élevée, qui doit évoluer entre 15 et 20 μ g/g comme dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Par ailleurs, le mode de répartition de l'uranium est identique à celui que nous avons décrit dans le granite de St-Sylvestre, avec ce rôle prépondérant de l'uraninite en tant que minéral porteur de l'uranium.

Il existe une certaine probabilité pour que le granite de Crozant ait une teneur un peu plus faible que le granite à deux micas de la Marche Occidentale. Peut-être aussi en est-il de même pour le granite de la Marche Centrale, mais la probabilité est dans ce dernier cas plus faible.

E - LE MASSIF DES MONTS DE BLOND

Rappelons que le granite des Monts de Blond a été reconnu en profondeur

par un sondage vertical de 500 m. L'étude en a été effectuée par J. BARBIER (1968), et, de ses descriptions, nous retiendrons les éléments suivants :

Le sondage occupe l'emplacement d'un accident qui a joué le rôle de drain pour les eaux superficielles, et la zone d'oxydation descend jusqu'à 300 m. Au-dessous de la zone d'oxydation, il a été prélevé en roche saine un échantillon pour 5 m de carottes. La teneur moyenne en uranium calculée ainsi avec une quarantaine d'échantillons s'élève à 19,6 $\mu\text{g/g}$. Cette valeur forte est liée à une cristallisation abondante d'uraninite, environ cinq cristaux par lame mince : la teneur, la proportion d'uraninite, correspondent à ce qui a été observé dans la zone de Margnac, dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Or, par ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques (J. BARBIER - 1968), le granite du sondage de Blond apparaît plutôt comme l'équivalent du granite de la zone orientale de sodification du granite de St-Sylvestre, dont nous avons vu que la teneur était en moyenne inférieure à 20 $\mu\text{g/g}$, avec cependant des enrichissements locaux permettant d'atteindre cette teneur (cas du sondage ES 1). Le sondage de Blond a recoupé un passage à épisyénite, mais il n'y a pas été décrit de phénomènes d'altération comparables à ceux du sondage ES 1 qui seraient susceptibles de provoquer une augmentation locale de la teneur en uranium. Cette teneur de 20 $\mu\text{g/g}$ peut donc correspondre au fond géochimique réel de ce granite, dont la teneur en uranium serait alors supérieure à celle de la zone équivalente du massif de St-Sylvestre. Notons que la teneur moyenne en uranium donnée par J. BARBIER pour des roches prélevées en surface sur le massif de Blond est voisine de 8 $\mu\text{g/g}$.

F - LE MASSIF DE COGNAC-LE-FROID

Près de 200 échantillons ont été prélevés sur ce massif, à la maille carrée de 500 m. Les données de la répartition de l'uranium dans les roches de surface sont les suivantes (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c) :

Ensemble du massif :

n = 179	m = 7,82	$\sigma = 2,47$
---------	----------	-----------------

Faciès à deux micas à gros grain

n = 151	m = 8,0	$\sigma = 2,5$
---------	---------	----------------

Faciès à deux micas à grain fin

n = 28	m = 6,50	$\sigma = 1,67$
--------	----------	-----------------

D'après ces valeurs, le granite à deux micas de Cognac-Le-Froid aurait une teneur en uranium légèrement plus faible que le granite de St-Sylvestre, tout au moins que la zone Ouest de ce granite. Comme les autres granites à deux micas étudiés, il se révèle cependant riche en uranium géochimique : la teneur moyenne des roches prélevées en surface devrait correspondre à une teneur en uranium primaire au moins égale à 15 $\mu\text{g/g}$.

Il est à noter que les teneurs en uranium du granite tranchent très nettement avec celles de l'encaissant métamorphique sur lequel un certain nombre d'échantillons ont été prélevés. Ces dernières sont systématiquement inférieures à 5 $\mu\text{g/g}$, ce qui n'arrive que rarement dans le granite.

III - LES MASSIFS DE GRANITE A BIOTITE DE GUERET ET DE LA MARCHE OCCIDENTALE

Les granites à biotite ont une teneur plus faible en uranium, avec une fraction oxydable beaucoup moins importante : les perturbations qu'apporte l'altération sont de ce fait beaucoup plus atténuées et les échantillonnages de surface donnent des résultats bien plus significatifs que dans les granites étudiés jusqu'à présent. Nous sommes arrivés à cette conviction grâce aux prélèvements effectués dans les carrières du Maupuis, près de Guéret, et aux comparaisons qui ont pu être faites avec les résultats acquis en surface.

A - LA REPARTITION DE L'URANIUM PRIMAIRE

Dix prélèvements ont été effectués dans les immenses carrières du Maupuis, près de Guéret. Ces carrières sont ouvertes dans le faciès banal du granite de Guéret, à texture cataclastique, à grain moyen, avec cependant quelques porphyroblastes espacés. Etant donné la profondeur de ces carrières, les échantillons ont pu être choisis de telle sorte qu'ils n'aient pas été affectés par l'altération superficielle.

La teneur moyenne en uranium pour ces dix échantillons s'élève à $6,50 \mu\text{g/g}$ (tableau n° 41). Le coefficient de variation, égal à 0,13, est à peine supérieur à celui qui résulterait simplement d'écarts analytiques et dans ce granite également la répartition de l'uranium se révèle homogène sur de courtes distances.

Les formes sous lesquelles apparaît l'uranium sont celles qui existent dans les granites à deux micas, mais avec certainement des proportions différentes. Pour neuf lames minces, nous avons compté 7 cristaux d'uraninite, ce qui est peu. Les minéraux accessoires transparents radioactifs sont également représentés comme dans les granites à deux micas et avec des radioactivités du même ordre par les monazites, les zircons et les apatites. La quantité d'uranium entraîné par l'acide chlorhydrique décinormal est relativement forte et s'élève à 33 % de l'uranium total contenu dans la roche. Un travail plus approfondi serait nécessaire pour évaluer les proportions respectives d'uranium contenu sous ces différentes formes. Le fait essentiel à retenir est la présence d'uraninite, mais en cristaux peu nombreux, et les caractéristiques de la répartition de l'uranium, teneur, mode de localisation, sont voisines de celles observées dans les passages à faible teneur du sondage FS, dans le faciès à sillimanite aciculaire du granite de la Brame.

Un fragment de carotte provenant du niveau 40 dans le chantier "Les Francs", au Nord du massif de Guéret, près du granite à deux micas de la Marche, nous a été fourni. La roche est très altérée, fortement cataclastique ; nous avons pu cependant y observer un beau cristal d'uraninite. La teneur en uranium s'élève à $7 \mu\text{g/g}$, soit un chiffre très voisin de la teneur relevée dans la carrière du Maupuis.

B - VARIATIONS DE LA TENEUR EN URANIUM DANS LE MASSIF DE GUERET

Chaque faciès est représenté par six à huit échantillons choisis parmi les prélèvements effectués en surface (tableau n° 42). Une croissance de la teneur en uranium est observée depuis le faciès granodioritique jusqu'aux faciès porphyroïdes, en relation apparente avec l'augmentation de l'acidité et de la feldspathisation potassique. Le granite de La Souterraine se détache cependant par sa teneur forte ($8,3 \mu\text{g/g}$), qui se révèle compa-

Carrière du Maupuis			
	Uranium total (UT) (en $\mu\text{g/g}$)	Uranium fixé (UF) (en $\mu\text{g/g}$)	Perte au feu (à 950°)
H 138 B	5,3	3,3	0,95
H 138 D	6,1	5,1	0,92
H 138 G	6,2	2,8	0,93
H 138 A	6,3	4,8	0,97
H 138 F	6,3	3,9	1,00
H 138 E	6,4	4,8	0,91
H 138 H	6,4	5,2	0,97
H 138 F	6,8	4,2	0,94
H 138 I	7,0	4,6	1,03
H 138 C	8,5	5,1	0,96
	$m = 6,53$	$m = 4,40$	$m = 0,96$
	$\sigma = \sqrt{\frac{(x-m)^2}{n-1}} = 0,82$	$\sigma = 0,83$	
	$\frac{\sigma}{m} = 0,13$	$UF/UT = 0,67$	
Les Francs (niveau 40 - carotte de sondage)			
H 274	UT = 7,0	UF = 3,8	P.F. 2,51
	$\frac{UF}{UT} = 0,54$		

Tableau n° 41 - Teneurs en uranium du granite de Guéret : échantillons sains prélevés dans la carrière du Maupuis et fragment de carotte provenant du niveau 40 des Francs (près de Naillat).

nable à celles de certains granites à deux micas en surface. Nous ne connaissons pas l'équivalent exact en uranium primaire non remanié de cette teneur, mais l'augmentation paraît significative. C'est un caractère qui vient s'ajouter à la géochimie spéciale de ce granite, dont on a vu qu'il était enrichi en béryllium et en bore, et qui se rapproche en cela des granites à deux micas. Les teneurs moyennes des autres faciès s'échelonnent entre 4,2 et 5,9 $\mu\text{g/g}$. La diminution par rapport aux teneurs exactes en uranium primaire devrait se situer entre 1 ou 2 $\mu\text{g/g}$, compte tenu des résultats acquis dans les carrières du Maupuis. L'ampleur faible des remaniements permet de penser que les variations observées en surface correspondent à une réalité en rapport avec l'évolution granitique.

En affectant à chacune des teneurs moyennes correspondant à chaque faciès un coefficient qui soit en accord avec la superficie occupée par celui-ci dans la zone échantillonnée, on arrive à une teneur moyenne pour l'ensemble du granite de Guéret qui est égale à 5,25 $\mu\text{g/g}$. Un échantillonnage complémentaire a été effectué à l'Est de la vallée de la Creuse, qui comprend 37 prélèvements, avec 1 échantillon pour 4 à 5 km² : la teneur

		Résultats analytiques (U en $\mu\text{g/g}$)										Nbre éch.	Moyenne UT en $\mu\text{g/g}$	Moyenne UF en $\mu\text{g/g}$	UF/UT
		H 55	51	50	52	59	54								
N°s des éch. analysés															
Faciès porphyroïde de la Souterraine	UT	4,0	4,9	6,7	10,5	11,0	12,8								
	UF	2,8	2,9		6,5	7,8	4,5					6	8,30	5,00	0,60
N°s des éch. analysés															
Faciès à tendance porphyroïde Est	UT	H 173	170	172	176	174	138	171							
	UF	4,2	5,2	5,7	6,3	6,4	6,5	7,3				7	5,90	3,50	0,59
N°s des éch. analysés															
Faciès à texture monzonitique	UT	H 217	128	126	96	95	56								
	UF	3,8	4,2	5,5	5,9	6,0	6,7					6	5,35	2,95	0,55
N°s des éch. analysés															
Faciès à grain moyen à texture cataclastique	UT	H 112	81	84	113	114	117								
	UF	3,1	4,3	4,7	5,1	6,1	6,5					6	5,00	2,60	0,52
N°s des éch. analysés															
Faciès orienté	UT	H 121	122	195	220	167	221	225	267						
	UF	3,4	3,4	3,5	3,5	4,6	4,4	5,4	5,4			8	4,20	2,60	0,61
N°s des éch. analysés															
Anatexites à cordiérite	UT	H 166	194	88	132	105	119	103							
	UF	3,7	4,2	2,0	1,9	3,8	3,5	2,8				7	3,10	2,00	0,64

Tableau n° 42 - Teneurs en uranium du granite de Guéret dans les échantillons prélevés en surface. Résultats analytiques et teneurs moyennes des différents faciès (uranium total et uranium fixé).

moyenne en uranium est de 5,02 $\mu\text{g/g}$ et se révèle très voisine de la précédente (tableau n° 43) (figure 33).

C - LA TENEUR EN URANIUM DU GRANITE A BIOTITE DE LA MARCHE OCCIDENTALE

Pour l'ensemble du granite à biotite de la Marche Ouest, la moyenne des teneurs en uranium relevées dans les roches de surface s'élève à 4,60 $\mu\text{g/g}$ soit une valeur très voisine de celle que nous avons donnée pour le granite de Guéret. Par rapport à ce granite, il ne semble pas qu'il y ait de grosses différences dans le mode de répartition de l'uranium. L'histogramme des teneurs est ajustable à une loi normale (figure 33, tableau n° 43), ce qui pourrait traduire une certaine homogénéité d'ensemble de la répartition de l'uranium. Le faciès à microcline quadrillé présente une teneur moyenne de 5,10 $\mu\text{g/g}$, établie sur 7 échantillons, et, à la différence de ce qui a été observé pour le granite de La Souterraine, il ne peut être distingué du faciès principal.

IV - LE MASSIF D'AUREIL

Ce massif, rappelons-le, présente une très belle zonalité pétrographique et géochimique ; les zones I et II sont constituées par un granite à biotite et la zone III par un faciès à deux micas, avec deux sous-faciès IIIa et IIIb ; dans le second, la muscovite est beaucoup plus importante.

Pour l'ensemble du massif, l'histogramme de la répartition des teneurs est ajustable à une loi log-normale (figure n° 33), tableau n° 43). Si on se réfère aux résultats acquis sur les massifs de St-Sylvestre et de Cognac-le-Froid (G. RANCHIN - 1967), cette forme de distribution peut être le reflet des remaniements ayant affecté l'uranium, ou bien elle révèle une certaine complexité géologique, chaque faciès correspondant alors à une population de teneurs.

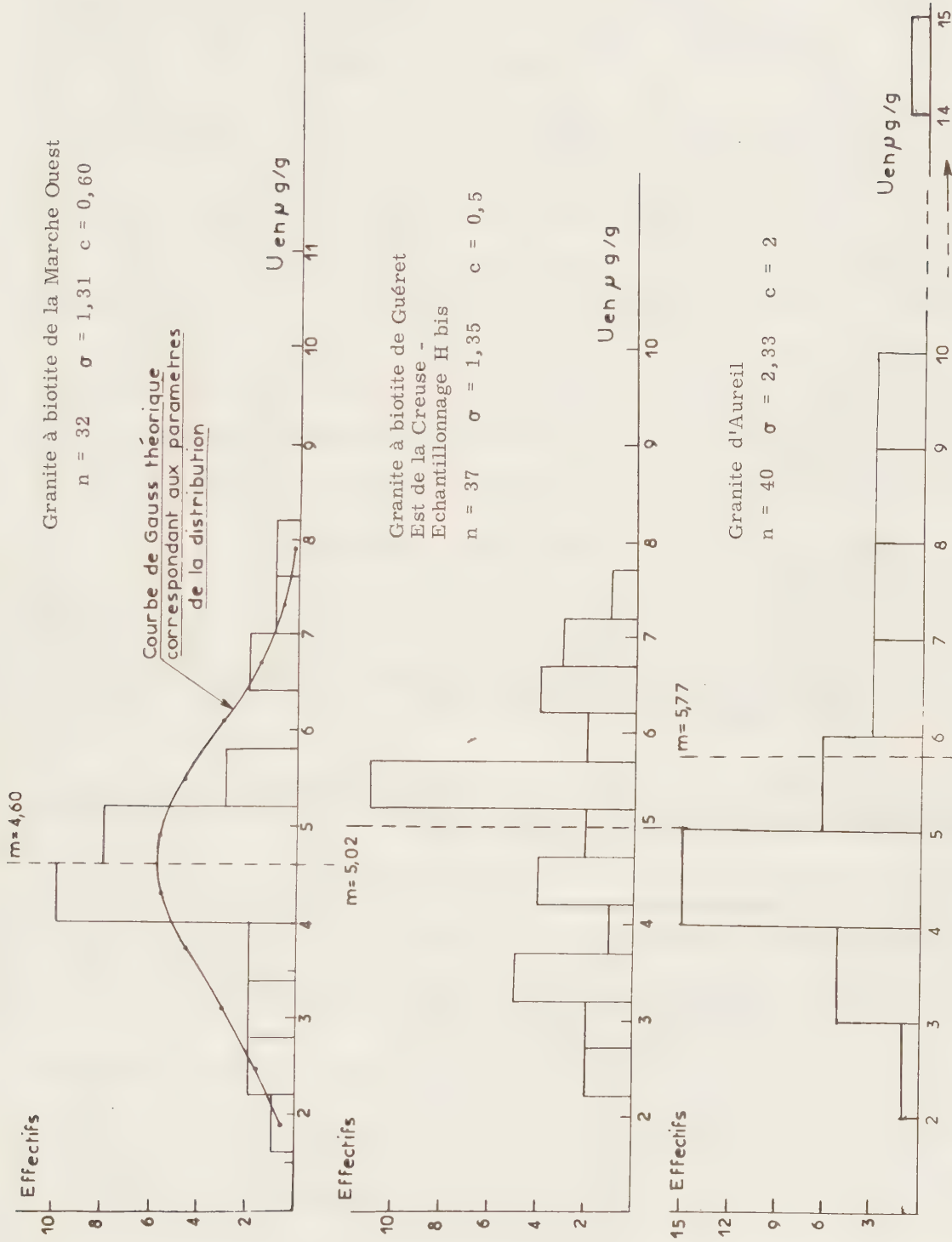
Dans le cas présent, les différents faciès ont des teneurs moyennes proches, et surtout il n'apparaît aucune variation ordonnée de la teneur en uranium qui suive la zonalité du massif (tableau n° 43). Notamment, les faciès à deux micas ne présentent pas en surface d'enrichissement. Les histogrammes correspondant à chaque faciès présentent tous une dissymétrie positive, et la résultante est cette allure log-normale qui caractérise la répartition à l'échelle du massif.

Les minéraux radioactifs sont les mêmes que ceux qui ont été décrits, dans les granites précédemment étudiés. Quelques grains d'uraninite ont été observés.

L'absence d'enrichissement dans le faciès à deux micas est à noter, mais ce résultat serait à confirmer par des études sur la roche saine, d'autant plus que le sous-faciès III b à muscovite prédominante est lié à des zones de broyage.

V - CARACTERISTIQUES GENERALES DESCRIPTIVES DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN

Etablies à l'aide d'un très grand nombre d'analyses, certains des faits mis en évidence peuvent être considérés comme de véritables lois de la répartition de l'uranium



Origine		Nombre d'échan- tillons	Uranium total			Uranium fixé	
			Moyenne en $\mu\text{g/g}$	Ecart- type	Test du χ^2 χ^2_3 pour s = 0,05	Moyenne en $\mu\text{g/g}$	Ecart- type
Granite de Guéret	Ouest de la Creuse	32	5,25			3,0	
	Est de la Creuse	37	5,02	1,35	$\chi^2 = 15,71$ $\chi^2_S = 9,488$		
Granite à biotite de la Marche Ouest		32	4,60	1,31	$\chi^2 = 7,47$ $\chi^2_S = 9,488$		
Granite d'Aureil	Zone I	10	6,37				
	Zone II	8	4,95				
	Zone III a	17	5,87				
	Zone III b	5	6,30				
	Ensemble du massif	40	5,77	2,33	$\chi^2 = 9,01$ (pour log x) $\chi^2_S = 11,070$		

Tableau n° 43 - Teneurs moyennes en uranium des massifs de granite à biotite, ainsi que des différentes zones du massif d'Aureil (échantillonnages de surface).

dans cette succession de roches granitiques du Nord-Limousin qui va depuis les granodiorites jusqu'aux variétés sodiques des granites à deux micas :

1°) La minéralogie de l'uranium se révèle relativement simple si on exclut les formes de répartition secondaires liées aux remaniements. L'uranium apparaît sous forme d'uraninite, en position vraisemblablement diadochique dans les monazites, les zircons et les apatites, et dans un état dispersé, difficile à mettre en évidence, notamment lié aux biotites. Ces différentes formes se retrouvent vraisemblablement dans tous les granites étudiés, mais leurs proportions et leurs quantités varient.

2°) Les variations de la teneur en uranium sont liées pour l'essentiel à l'abondance de l'uraninite. Cela est vrai lorsqu'on compare deux granites à teneur différente, ou les passages d'un même granite caractérisé par une hétérogénéité de la répartition des teneurs. Dans les granites riches en uranium, dont la teneur est voisine de $20 \mu\text{g/g}$, la proportion d'uranium contenue dans l'uraninite se situe entre 50 et 70 %. Dans ces granites, l'homogénéité de la répartition des teneurs dépend de l'homogénéité de la répartition de l'uraninite.

Ces remarques ne signifient pas que les autres formes sous lesquelles apparaît l'uranium sont dans des proportions invariables. Mais les effets sur la teneur en uranium

sont bien moins importants.

3°) Dans la zone des gisements du granite à deux micas de St-Sylvestre, et de manière générale dans les zones granitiques caractérisées par une homogénéisation pétrographique, le fond géochimique en uranium, autrement dit le "background" des auteurs anglo-saxons reste sensiblement constant. Dans cette zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre, la teneur en uranium varie entre 17 et 22 $\mu\text{g/g}$; il existe donc cependant de petites variations qui ne paraissent pas accidentelles. D'autre part, certains facteurs sont susceptibles de modifier localement la teneur en uranium de manière très nette par rapport au "background" normal de la zone considérée ; dans la zone Est du granite à deux micas de St-Sylvestre, en liaison avec certains phénomènes d'altération secondaire deutériques, microbréchification, séricitisation des biotites, silicification, un enrichissement en uranium primaire s'accompagnant d'une très grande homogénéisation a été observé. C'est un fait que pour l'instant nous nous bornerons à constater.

4°) Dans le massif de St-Sylvestre, lorsqu'on s'éloigne de la zone où l'enrichissement en uranium et aussi l'homogénéisation des teneurs sont les plus marquées, il apparaît, ceci dans le granite de la Brame, une liaison nette entre d'une part les concentrations d'uraninite et les augmentations locales de teneur, et d'autre part les phénomènes de muscovitisation deutériques à répartition irrégulière et souvent fissurale.

5°) Tous les granites à deux micas étudiés, tout au moins ceux en massifs individualisés, ce qui exclut le faciès à deux micas d'Aureil, se sont révélés plus riches en uranium que les granites à biotite. La teneur en uranium primaire devrait se situer pour les premiers entre 15 et 22 $\mu\text{g/g}$, et pour les seconds entre 5 et 7 $\mu\text{g/g}$. La différence est donc nette. Le granite porphyroïde à biotite de la Souterraine fait, semble-t-il, exception à cette règle, puisque sa teneur en surface est égale à 8,3 $\mu\text{g/g}$, ce qui est le cas de beaucoup de granites à deux micas.

Un classement très hypothétique des granites à deux micas peut être établi d'après les teneurs moyennes relevées en surface, car tous n'ont pas été reconnus en profondeur (tableau n° 40) :

U > 10 $\mu\text{g/g}$	- Granite de St-Sylvestre (zone Ouest)
	- Granite de la Marche Occidentale (faciès banal)
8 < U < 10 $\mu\text{g/g}$	- Granites de Chateauponsac, de Cognac-le-Froid
	- Granite de St-Sylvestre (zone Est)
	- Granite de la Marche Centrale
U < 8 $\mu\text{g/g}$	- Granite de Crozant

Ces teneurs moyennes relevées en surface devraient correspondre respectivement aux fourchettes suivantes pour les teneurs en uranium primaire : 18 - 22 $\mu\text{g/g}$, 15 - 18 $\mu\text{g/g}$, 13 - 15 $\mu\text{g/g}$. Cela reste à vérifier cependant dans certains cas.

6°) Les variations de la teneur en uranium dans le granito-gneiss de la Brame sont extrêmement intéressantes à considérer. Le faciès à sillimanite prismatique de St-Jouvent présente des passages dont la teneur n'est pas supérieure à celle du granite de

Guéret. Près du granite à deux micas de St-Sylvestre, dans le faciès à sillimanite fibreuse, un enrichissement très net est constaté et les caractéristiques de la répartition de l'uranium, teneur, mode de répartition, se rapprochent de celles du granite à deux micas de St-Sylvestre, avec toutefois encore une teneur plus faible et une hétérogénéité de répartition plus grande.

CHAPITRE III

GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN

QUELQUES DONNEES SUR LES TERRES RARES DE LA SERIE DU LANTHANE ET SUR LE ZIRCONIUM

Les relations du thorium et de l'uranium dans les processus d'évolution granitique ont fait l'objet d'études nombreuses. Le rapport Th/U notamment a été souvent discuté. Ce rapport est voisin de 3 pour l'ensemble des roches du globe, et pour des groupes divers de roches cristallines, différents auteurs ont donné une teneur moyenne proche de 3. Mais, en fait, dans les granites et les roches éruptives en général, ce rapport peut varier considérablement, comme l'ont montré les travaux de S.D. TUROVSKII (1957), J.M. WHITFIELD et al. (1959), M.S. FILIPPOV et L.V. KOMLEV (1959), L.V. DMITRIYEV et L. LEONOVA (1962), J.J.W. ROGERS et P. RAGLAND (1961), A. ZERECHQUI (1967). Les valeurs obtenues s'échelonnent le plus souvent entre 2 et 15.

Bien entendu, les perturbations provoquées par l'altération sur l'uranium à l'état de traces peuvent entraîner des variations accidentelles dans ce rapport Th/U et être la cause d'anomalies fréquentes. A cet égard, il est intéressant de connaître l'influence que peuvent avoir également ces mêmes phénomènes d'altération sur la répartition du thorium. A priori, elles devraient être faibles, le thorium n'ayant qu'une valence, la valence 4, sous laquelle il est peu soluble. Les analyses faites sur deux sondages, dans la roche saine profonde, dans la zone d'altération commençante et dans la zone d'altération intense au voisinage de la surface montrent clairement une augmentation de 15 % de la teneur en liaison avec l'altération (tableau n° 44). Cette augmentation s'explique par le fait que le thorium reste stable pendant l'altération, d'où un enrichissement relatif que les mesures qui se font à densité apparente constante mettent en évidence. Donc, dans la majorité des cas, l'altération aura pour conséquence d'accroître le rapport Th/U.

Il est généralement admis que le thorium, comme l'uranium, s'accumule dans les roches granitiques acides et alcalines (J.M. WHITFIELD et al. - 1959) (J.J.W. ROGERS et F.C. RAGLAND - 1961) (S.D. TUROVSKII - 1967). Les avis ne concordent pas quant à la variation du rapport Th/U durant l'évolution granitique. Pour certains auteurs (J.M. WHITFIELD et al. - 1959) (J.J.W. ROGERS et P.C. RAGLAND - 1961), ce rapport croît durant l'évolution granitique en rapport avec la feldspathisation potassique ; pour d'autres comme E.S. LARSEN et D. GOTTFRIED (1960), il ne varie pas. A notre avis, ce problème est à reprendre dans chaque cas particulier, et aucune loi générale ne paraît se dégager actuellement. Les auteurs insistent généralement sur la plus grande mobilité de l'uranium par rapport au thorium qui suivant le cas est rendue responsable d'une accumulation d'uranium, ou d'un lessivage de cet élément par rapport au thorium dans les stades de différenciation tardifs des granites.

Rappelons que le thorium à l'état de traces est dosé au Centre de Recherches Radiogéologiques de Nancy par spectrométrie gamma à l'aide d'un appareil Inter technique SA 40 B. La méthode utilisée, mise au point par P. RICHARD (1966), utilise le pic 2,62 MeV du thorium C".

Quelques dosages du zirconium et de certaines terres rares (lanthane, samarium, europium, dysprosium) ont été réalisés sur les granites du massif de St-Sylvestre. Les analyses de terres rares ont été effectuées par activation neutronique au Centre d'Etudes Nucléaires de Fontenay-aux-Roses.

I - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF DE St-SYLVESTRE

Nous disposons d'un premier groupe d'analyses effectuées sur les échantillons des sondages, et d'un second groupe qui intéresse des prélèvements effectués en surface (campagne B).

A - LES GRADIENTS DE VARIATION DU THORIUM

Les analyses effectuées dans les sondages nous montrent ce que peuvent être les variations du thorium sur des distances courtes, de l'ordre de 3 m à 50 m (tableau n° 44). Le thorium apparaît réparti de façon assez homogène, et les variations ne dépassent généralement pas 20 % de la valeur moyenne dans la partie saine profonde de chacun des sondages, avec toutefois une exception dans le cas du sondage ES 3 où un échantillon est beaucoup plus riche. A l'inverse de l'uranium, pour le granite de la Brame, la répartition du thorium dans la partie analysée du sondage CS 2 ne présente pas d'hétérogénéité particulière, et cela est très important à souligner.

La dispersion est beaucoup plus forte dans les prélèvements effectués en surface qui sont choisis parmi l'échantillonnage B (1 éch./4 km²) (tableau n° 47). Les échantillons analysés se répartissent respectivement sur toute l'étendue de chacun des faciès principaux. Les effets de l'altération ne sont pas tels qu'ils puissent être la cause essentielle de la dispersion dans chacun de ces faciès. Il faut relever en particulier une teneur de 180 µg/g dans le granite de la Brame ; au microscope, l'échantillon correspondant apparaît exceptionnellement riche en monazite. Des anomalies locales de radioactivité dues à des concentrations de monazites en bandes ou en lentilles ont été signalées par M. ROUBAULT et R. COPPENS (1958 a) et par LE VAN Tiet (1969) dans le granite d'antexite de Ste-Anne-d'Auray (Morbihan). Ce minéral aurait donc très fréquemment une répartition hétérogène. L'anomalie décelée dans le sondage ES 3 a certainement la même cause.

Il nous est difficile d'approfondir plus cette étude sur les gradients de variations du thorium, les matériaux analysés étant nettement insuffisants. Nous retiendrons deux caractères :

- une relative homogénéité à l'intérieur des sondages ;
- des variations plus marquées sur l'étendue de chaque faciès, avec parfois de très fortes anomalies dont on peut supposer qu'elles sont dues à des concentrations de monazite telles qu'il en a été décrites par d'autres auteurs.

B - LE MODE DE REPARTITION DU THORIUM

L'essentiel du thorium est contenu dans la monazite, dont le rôle comme minéral porteur d'uranium a déjà été souligné. Les autres minéraux accessoires transparents radioactifs sont le zircon et l'apatite : nous avons vu qu'ils étaient très peu actifs, et, comparativement aux monazites, les quantités de thorium qui s'attachent à ces minéraux sont nécessairement faibles. Notons que, comme pour l'uranium, l'analyse à la microsonde électronique ne permet pas de déceler le thorium dans les zircons et à fortiori dans les apatites.

Nous verrons dans le prochain chapitre qu'il a parfois été décelé du thorium à l'intérieur des cristaux d'uraninite, en proportion faible n'excédant pas 3 % ; dans l'auréole de ces cristaux, du thorium apparaît également, associé à d'autres éléments. Il y a d'ailleurs très certainement autant sinon plus de thorium autour des cristaux d'uraninite qu'à l'intérieur de ceux-ci. Quantitativement, ces formes du thorium restent cependant accessoires par rapport à la monazite.

Un certain nombre de monazites du granite des environs de Margnac (sondage BS 4) ont fait l'objet d'études à la microsonde électronique (G. RANCHIN - 1968). Les images obtenues par balayage ont montré que la répartition du cérium et du lanthane étaient régulièrement homogènes, mais qu'il n'en était pas toujours de même pour le thorium dont le degré de substitution diadochique aux autres éléments pourrait ainsi varier dans un même cristal. Ces irrégularités ne sont cependant pas excessives : pour le cristal n° 2 de la lame BS 4 69 (tableau n° 45), la différence de la teneur en thorium entre les zones les plus claires et celles qui sont les plus sombres s'élève à 1,5 % (6,96 % et 8,40 %). Les autres mesures effectuées sur des monazites du granite de Margnac ont donné des teneurs en thorium égales respectivement à 8,30 %, 8,90 %, 10,27 %. Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles qui ont été trouvées par d'autres auteurs, notamment par LE VANTiet (1969) qui a déterminé la teneur moyenne en thorium d'un lot de monazites soigneusement triées provenant du granite de Ste-Anne-d'Auray en Bretagne. Cette teneur est égale à 9 %, et nous la considérerons comme particulièrement significative, car obtenue à partir d'un matériau très pur. Pour des monazites provenant de granites ukraniens, M.S. FILIPPOV et L.V. KOMLEV (1959) indiquent des teneurs en thorium qui s'échelonnent entre 4,59 et 10,26 $\mu\text{g/g}$. Enfin, les valeurs que nous avons déterminées correspondent sensiblement aux teneurs maximales en thorium qui sont données par P.M. HURLEY et W.H. FAIRBAIRN (1958) et par W.C. OVERSTREET (1967) pour des monazites granitiques de provenances diverses.

A titre de comparaison, de nouvelles analyses ont été effectuées à la microsonde électronique sur quatre monazites du granito-gneiss de la Brame, dans le sondage CS 2 (tableau n° 45) (Pl. VIII). La répartition du thorium est très hétérogène dans un des cristaux étudiés, et certaines parties de la plage paraissent en contenir très peu (Pl. VIII, figure 4, CS 2 73 2). La teneur en thorium de ce cristal, pourtant calculée sur une zone claire, est d'ailleurs faible (3,80 %). Les valeurs obtenues pour les autres cristaux sont égales respectivement à 5,80, 8, et 8,10 %. Nous n'avons évidemment pas assez de mesures pour comparer valablement leur composition à celle des monazites du granite à deux micas de St-Sylvestre.

		Minéral- hôte	Th		U
Granite à deux micas de St-Sylvestre (sondage de Margnac BS 4)	LM BS 4 60	Biotite	8,30 ‰		0,33 ‰
	LM BS 4 69 (1)	Biotite	8,90 ‰ (zone riche)		1,70 ‰
	LM BS 4 69 (2)	Biotite	8,40 ‰ (zone riche)	6,96 ‰ (zone plus pauvre)	non dosable
	LM BS 4 67	Biotite	10,27 ‰		non dosé
Granite de La Brame (Sondage de Compreignac CS 2)	LM CS 2 72 (1)	Biotite	5,80 ‰		0,35 ‰
	LM CS 2 72 (2)	Biotite	8,10 ‰		1,00 ‰
	LM CS 2 73 (1)	Quartz	8,00 ‰		non dosable
	LM CS 2 73 (2)	Quartz	3,80 ‰		non dasable

Tableau n° 45 - Dosages de l'uranium et du thorium à la microsonde électronique dans les monazites. Analystes R. GIRAUD et C. MONNIER.

C - VARIATIONS GENERALES DU THORIUM ET DU RAPPORT THORIUM/URANIUM DANS LE MASSIF

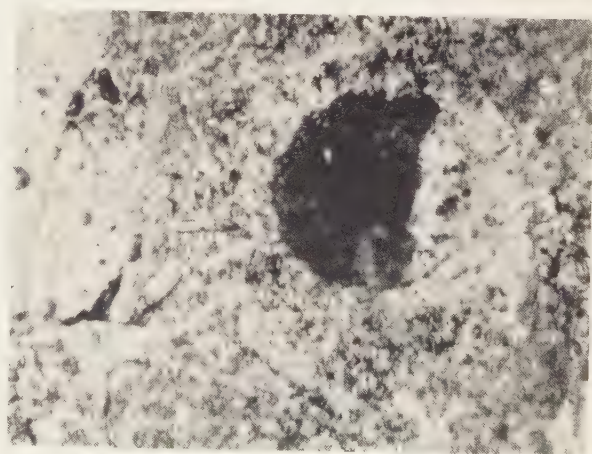
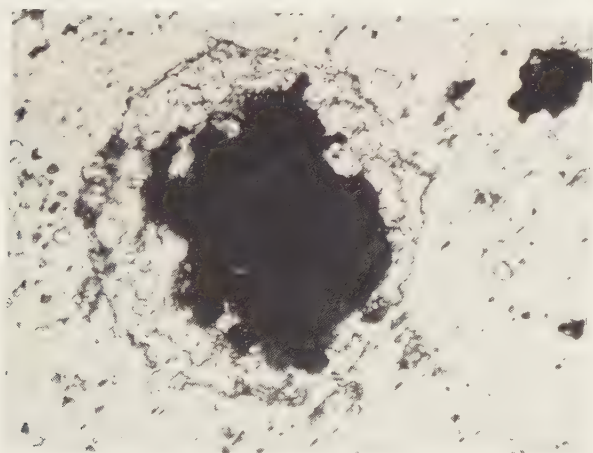
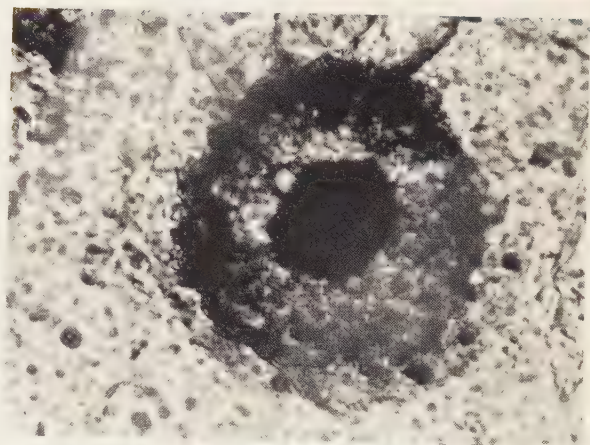
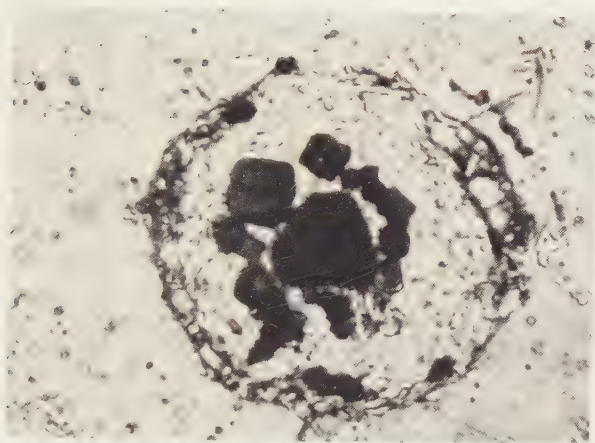
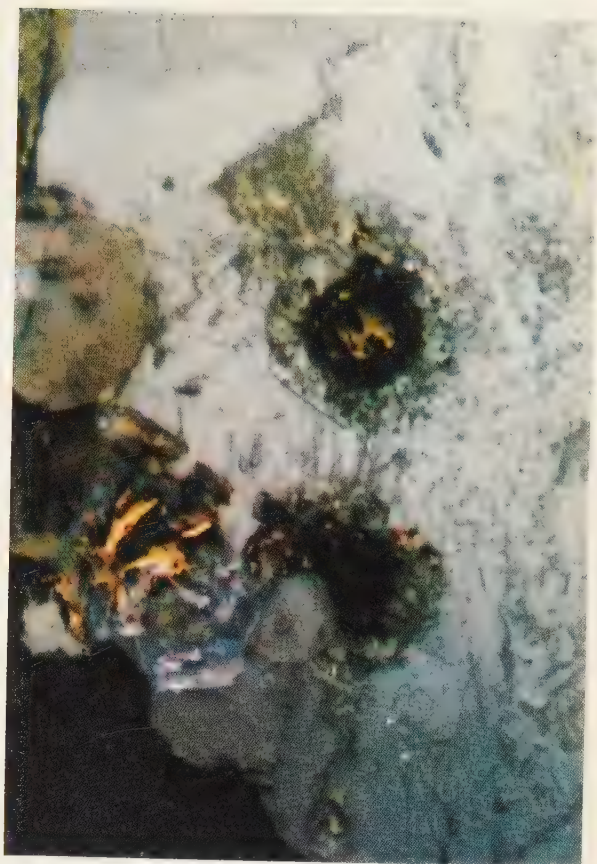
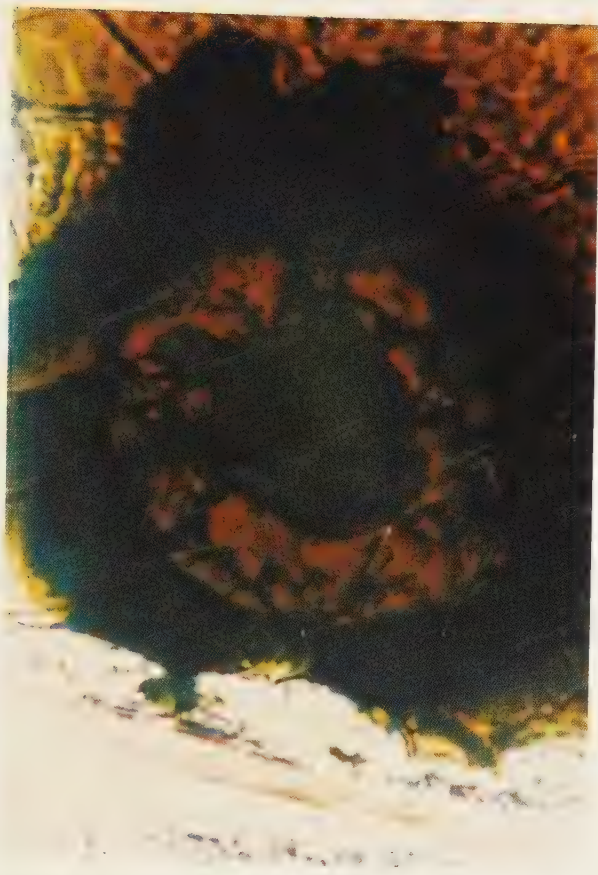
Considérons d'abord les résultats obtenus dans les sondages (tableaux n° 44 et 46). Les teneurs les plus élevées en thorium caractérisent les zones d'enrichissement maximum en uranium du granite à deux micas de St-Sylvestre, c'est-à-dire la zone Ouest et la région de St-Léger-La-Montagne (ES 3). Le granite de Chateauponsac présente une teneur très faible en thorium et un rapport Th/U très bas (0,45). La diminution du thorium est également nette dans le granite de la Brame, avec un rapport Th/U inférieur à 1. Dans le dôme de St-Goussaud, la teneur en thorium diminue, suivant en cela l'évolution d'ensemble de l'uranium. Il est tout-à-fait intéressant de constater que dans le sondage ES 1, caractérisé par un enrichissement local en uranium, la teneur en thorium n'est pas affectée par un phénomène analogue et reste à une valeur normale pour la zone.

Les analyses du thorium effectuées sur les échantillons de surface confirment que la teneur en thorium de la zone de St-Goussaud est plus faible que celle de la zone Ouest, et que le thorium suit en cela l'uranium (tableau n° 47). Donc le thorium diminue lorsque la sodification augmente. C'est apparemment le résultat le plus net. En effet, si une diminution de la teneur en thorium apparaît dans le granite de Chateauponsac par rapport à la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre, elle est bien moins marquée que dans le sondage CS 1. Quant au granite de la Brame, la distribution des teneurs s'y révèle particulièrement irrégulière.

PLANCHE VIII

Cristaux de monazite dans le granito-gneiss de la Brame

- Figure 1 - Cristal de monazite dans la biotite. Sondage CS 2 Compreignac (Lame polie CS 2 77, page 1). 1a : photographie en lumière naturelle transmise (Gx430) ; 1b : image électronique du cristal de monazite, signal positif (G x 700) ; 1c : image de la répartition du thorium obtenu par balayage à la microsonde électronique (G x 700).
- Figure 2 - Cristal de monazite dans la biotite - Sondage CS 2 Compreignac (Lame polie CS 2 77, page 2). 2a : image électronique, signal positif (G x 700) ; 2b : image de la répartition du thorium obtenue par balayage à la microsonde électronique. (G x 700).
- Figure 3 - Cristal de monazite dans une fissure à l'intérieur du quartz - Sondage CS 2 Compreignac (Lame polie CS 2 73, page 1). 3a : photographie en lumière naturelle transmise (Gx430) ; 3b : image de la répartition du thorium obtenue par balayage à la microsonde électronique (Gx700).
- Figure 4 - Cristal de monazite dans le quartz - Sondage CS 2 Compreignac (Lame polie CS 2 73, page 2). 4a : photographie en lumière naturelle transmise (Gx430) ; 4b : image de la répartition du thorium obtenue par balayage à la microsonde électronique (G x 700).



	Chateau- ponsac CS 1	Brame CS 2	Magnac BS 1	Magnac BS 2	St-Léger-la Montagne ES 3	Saint- Goussaud ES 2	Saint- Goussaud ES 1
Uranium en $\mu\text{g/g}$	18,24	14,88	22,09	20,14	16,00	14,90	21,20
Thorium en $\mu\text{g/g}$	8,71	12,67	30,99	23,37	34,67	26,27	18,11
Th/U	0,48	0,85	1,41	1,16	2,17	1,76	0,85

Tableau n° 46 - Evolution du rapport Th/U dans les granites du massif de St-Sylvestre (d'après les teneurs calculées dans les sondages).

Granite de La Brame		Granite de Châteauponsac		Granite à deux micas de St-Sylvestre			
				Zone Ouest		Zone Est (St-Goussaud)	
N°s Ech. Camp. B	Th en $\mu\text{g/g}$	N°s Ech. Camp. B	Th en $\mu\text{g/g}$	N°s Ech. Camp. B	Th en $\mu\text{g/g}$	N°s Ech. Camp. B	Th en $\mu\text{g/g}$
(157)	(180,50)	80	27,70	47	27,87	76	8,40
163	26,40	10	22,06	48	27,00	96	7,00
125	30,20	7	3,90	108	11,10	77	10,60
148	22,40	155	6,84	71	41,60	114	15,70
177	21,60	28	21,22	141	11,40	132	20,00
103	7,30	22	16,70	127	10,10		
81	9,00	29	18,93				
33	59,10	8	8,45				
43	27,80						
30	13,60						
34	12,60						
n = 10 (sans le n° 157)	m = 23,00	n = 8	m = 15,72	n = 6	m = 21,50	n = 5	m = 12,30

Tableau n° 47 - Résultats analytiques du dosage du thorium dans les granites du massif de St-Sylvestre (Echantillonnage B effectué en surface).

Il semble qu'au niveau du faciès à sillimanite prismatique, particulièrement dans le sous-faciès de convergence avec le granite de Guéret, le thorium devrait avoir un comportement divergent par rapport à celui de l'uranium. Le sondage FS a montré en effet un très net appauvrissement en uranium dans le faciès à sillimanite prismatique. Or, l'étude du granite de Guéret va mettre en évidence une diminution du thorium dans les termes les plus acides des granites à biotite. Comme le faciès à sillimanite fibreuse du granite de la Brame reconnu par le sondage CS 2 se place au pôle potassique et acide d'un type d'évolution analogue, la teneur en thorium et le rapport Th/U devraient normalement augmenter dans le faciès à sillimanite prismatique pauvre en uranium. L'évolution qui doit se manifester dans le granite de la Brame mise à part, les grandes variations à caractère zonal du thorium se font dans le même sens que celles de l'uranium à l'intérieur du massif de St-Sylvestre.

II - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF DE GRANITE A BIOTITE DE GUERET ET DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE CENTRALE

Les résultats du dosage du thorium dans les échantillons du granite de Guéret sont intéressants à considérer (tableau n° 48). En premier lieu, ils sont très cohérents. En effet, pour chaque faciès, les écarts de part et d'autre de la valeur moyenne restent dans des limites raisonnables. D'autre part, la teneur en thorium décroît assez régulièrement depuis le faciès granodioritique orienté jusqu'aux faciès porphyroïdes, avec une stabilisation entre le faciès à grain moyen banal et le faciès porphyroïde Est et ensuite une diminution très accentuée dans le granite porphyroïde de la Souterraine. Donc, le thorium diminue lorsqu'augmente l'acidité et la feldspathisation potassique. Il décroît durant ce type d'évolution qui caractérise les granites à biotite. Il en résulte naturellement que le rapport Th/U diminue aussi durant cette évolution (tableau n° 48).

Cette diminution de la teneur en thorium en rapport avec la feldspathisation potassique, telle qu'elle se manifeste nettement dans le granite de Guéret, est en contradiction avec les résultats obtenus par J.P. WHITFIELD et al. (1959) ainsi que par J.J.W. ROGERS et P.C. RAGLAND (1961). Cela souligne la nécessité de ne pas tirer des généralisations trop hâtives de plusieurs cas particuliers ; des problèmes de cet ordre doivent être considérés dans le cadre des provinces géochimiques caractérisées par certains types d'évolution granitique.

Les anatexites à cordiérite prélevées dans les panneaux de Chabannes et Montaigut sont plus pauvres en thorium que le granite. Donc, la granitisation s'accompagne d'un enrichissement en thorium.

Quelques échantillons du granite à deux micas de la Marche Centrale ont été analysés. Les teneurs en thorium sont faibles, inférieures à celles du granite de la Souterraine (tableau n° 49). Le passage du granite à biotite au granite à deux micas se marque donc ici par un abaissement net de la teneur en thorium, à l'inverse de ce qui se produisait dans le massif de St-Sylvestre. Les deux échantillons du faciès porphyroïde mélanocrate du granite à deux micas de la Marche Centrale font cependant exception avec des teneurs comparables à celles du granite de Guéret. C'est donc une nouvelle caractéristique géochimique permettant de rapprocher ce faciès du granite de Guéret.

La pauvreté en thorium du granite à deux micas de la Marche Centrale est à rapprocher des teneurs faibles obtenues dans la zone équivalente du granite à deux micas de

Origine		N°s Ech.	Th en $\mu\text{g/g}$	Moyennes de Th en $\mu\text{g/g}$	Moyennes de Th/U
Anatexites à cordiérites (Chabannes et Montaigut)		88	10,74	12,70	3,90
		105	12,10		
		119	12,05		
		132	12,45		
		166	10,15		
		194	18,72		
Granite de Guéret	Faciès orienté granodio- ritique	121	21,35	23,03	5,90
		122	24,65		
		167	20,17		
		195	25,27		
		220	24,55		
		221	23,05		
		225	23,80		
		267	21,42		
	Faciès à texture monzo- nitique	81	18,00	20,20	3,90
		84	22,17		
		112	13,25		
		114	23,22		
		117	24,37		
	Faciès à grain moyen à texture cataclastique	56	13,20	18,88	3,50
		95	16,90		
		96	19,85		
		126	24,52		
		128	18,97		
		217	19,85		
	Faciès à tendance porphyroïde Est	138	14,77	19,43	3,30
		170	22,20		
		171	23,10		
		172	20,65		
		173	19,02		
		174	21,10		
	Faciès porphyroïde de la Souterraine	176	15,15	15,60	1,90
		50	17,55		
		51	19,77		
		52	11,90		
		54	10,40		
		55	20,65		
		59	13,35		

Tableau n° 48 - Variations de la teneur en thorium et du rapport Th/U dans le massif de Guéret (Echantillonnage H effectué en surface).

	H 2	H 3	H 5	H 9	H 18	H 19
	Faciès normal				Faciès mélanocrate porphyroïde	
Th en $\mu\text{g/g}$	8,22	11,82	4,40	9,22	17,92	26,62

Tableau n° 49 - Résultats analytiques du dosage du thorium dans le granite à deux micas de la Marche Centrale (échantillons prélevés en surface).

St-Sylvestre, la zone Ouest de Sodification, particulièrement dans les échantillons prélevés en surface (tableau n° 47).

III - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF D'AUREIL

Les résultats analytiques sont peu nombreux, mais ici également très cohérents. Toutes les valeurs sont voisines de 20 $\mu\text{g/g}$, à l'exception d'une teneur proche de 14 $\mu\text{g/g}$ relevée dans le seul échantillon à muscovite prédominante (faciès III b). Il est donc probable qu'au moins entre les zones I, II et IIIa les variations sont faibles. La tendance paraît être cependant à une diminution de la teneur en thorium avec la feldspathisation potassique et avec l'évolution du granite à biotite vers le faciès à deux micas. Il y a donc analogie avec le granite de Guéret, d'une part dans les valeurs absolues du thorium, d'autre part dans son comportement lors de l'évolution qui caractérise ces massifs.

Dans le massif d'Aureil, étant donné que nous n'avons pas mis en évidence de variations nettes de l'uranium, et que celles du thorium sont faibles, la diminution du rapport Th/U qui accompagne l'évolution granitique n'a pas été retrouvée.

		N°s Ech.	Th en $\mu\text{g/g}$	Moyennes de Th en $\mu\text{g/g}$	Moyennes de Th/U
Granite a biotite	Zone I	N° 7	24,40	23,35	3,70
		16 bis	22,30		
	Zone II	N° 45	20,62	21,78	4,40
		51	22,60		
		88	23,62		
		79	20,30		
Faciès à deux micas	Zone III a	N° 67	22,05	20,52	3,50
		69	21,97		
		75	17,55		
	Zone III b	N° 72	13,47	13,47	2,10

Tableau n° 50 - Variations de la teneur en thorium et du rapport Th/U dans le massif d'Aureil (échantillonnage F - Roches prélevées en surface).

IV - VARIATIONS DE QUELQUES TERRES RARES (DE LA SERIE DU LANTHANE) ET DU ZIRCONIUM DANS LE MASSIF DE SAINT-SYLVESTRE

Le dosage de quelques terres rares de la série du lanthane (lanthane, samarium, europium, dysprosium) a été effectué sur 5 échantillons de chacun des sondages CS 1, CS 2, BS 1, BS 4, ES 3, ES 2, ES 1 (tableau n° 51). Ces 5 échantillons représentent une fraction continue de carotte de 2,90 à 3 m de longueur, chaque échantillon ayant environ 50 cm de long. Rappelons qu'il s'agit de la demi-carotte obtenue par sciage longitudinal. D'autre part, 5 échantillons ont été choisis respectivement parmi les prélèvements effectués au niveau 305 de la mine de Margnac et parmi ceux effectués au niveau 65 de la mine des Brugeauds : les premiers ont été prélevés à des intervalles successifs et réguliers de 20 m, les seconds à des intervalles de 10 m. Tous les échantillons qui sont reportés sur ce tableau ont été préservés de l'altération supergène. Le zirconium a également été dosé sauf dans les sondages de la zone orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre. Les résultats obtenus

Localisations	N°s Ech.	La (en µg/g)	Moyenne	Sa (en µg/g)	Moyenne	Eu (en µg/g)	Moyenne	Dy (en µg/g)	Moyenne	Zr (en µg/g)	Moyenne
Granite de la Brame (Sondage CS 2)	92	47		5,2		0,90		2,6		18	
	93	46		6,1		0,95		2,8		25	
	94	35	37	5,3	5,2	0,70	0,74	2,7	2,5	20	20
	95	31		4,8		0,70		2,5		20	
Granite de Châteauponsac (Sondage CS 1)	96	25		4,0		0,45		2,1		15	
	81	11		2,1		0,15		0,8		18	
	82	16		3,0		0,35		1,8		18	
	83	24	20	4,2	3,5	0,45	0,38	2,4	2,1	18	18
Mine des Brugeauds - DF Niveau 125	84	15		4,2		0,50		2,6		18	
	85	26		4,2		0,45		2,8		18	
	91	25		3,7		0,45		2,6		18	
	92	43		7,0		1,10		4,2		18	
Margnac Sondage BS 1	93	45	31	7,0	4,9	0,65	0,60	4,5	3,0	25	18
	94	27		4,0		0,45		2,0		15	
	96	16		2,7		0,35		1,9		15	
	44	45		7,9		0,60		4,0			
Margnac Sondage BS 4	50	51		8,4		0,70		4,3			
	51	36	43	6,2	7,2	0,55	0,59	3,8	3,8		
	52	44		6,8		0,55		3,5			
	53	59		6,0		0,55		3,4			
Mine de Margnac - EF niveau 305	57	52		7,8		0,70		4,0		30	
	58	42		8,5		0,55		3,7		35	
	59	49	39	8,0	6,8	0,60	0,51	3,5	3,1	40	37
	61	27		5,3		0,35		2,1		45	
St-Léger-la Montagne Sondage ES 3	62	26		4,6		0,35		2,0		35	
	32	36		6,5		0,50		3,6		30	
	33	34		4,7		0,45		2,0		50	
	34	41	38	6,2	5,9	0,55	0,52	4,0	3,4	40	34
St-Goussaud Nord Sondage ES 2	35	46		6,5		0,60		4,3		40	
	36	35		5,4		0,50		2,5		30	
	63	21		5,4		0,40		2,2			
	64	18		5,3		0,45		2,2			
St-Goussaud Centre Sondage ES 1	65	27	23,2	5,5	5,5	0,45	0,42	2,4	2,38		
	66	24		5,7		0,45		2,9			
	67	26		5,4		0,35		2,2			
	63	34		5,7		0,60		2,1			
St-Goussaud Centre Sondage ES 1	64	30		4,7		0,45		1,9			
	65	31	32,4	5,4	5,4	0,60	0,58	2,2	2,32		
	66	39		6,4		0,70		3,2			
	69	28		4,9		0,55		2,2			
Granite à deux micas de St-Sylvestre - Zone Est	23	26		5,6		0,60		3,2			
	24	24		5,8		0,70		3,6			
	25	22	23,4	5,5	5,6	0,55	0,64	2,8	3,2		
	26	23		5,3		0,60		3,0			
Granite à deux micas de St-Sylvestre - Zone Ouest	27	22		5,7		0,75		3,4			

Tableau n° 51 - Résultats analytiques du dosage de quelques terres rares et du zirconium dans les sondages effectués sur le Massif de St-Sylvestre.

sur les sondages ont été complétés par quelques dosages sur des échantillons de surface, qui ont un intérêt complémentaire dans le cas du granite de la Brame (tableau n° 52). Les échantillons de ce granite, reportés sur le tableau, surtout le n° 157, sont en général plus mélanocrates que le faciès recoupé par le sondage CS 2, et comme pour le thorium, ils vont nous donner la tendance suivie par les terres rares lorsqu'on passe au faciès à sillimanite prismatique et à des termes de convergence avec le granite de Guéret.

Le graphique de la figure n° 34 nous montre les variations comparées de l'uranium, du thorium, des terres rares et du zirconium telles qu'elles apparaissent par l'étude des sondages. Plusieurs faits très significatifs ressortent nettement :

- L'enrichissement en uranium et en thorium du granite de Margnac s'accompagne aussi d'un enrichissement en terres rares et en zirconium. Les plus fortes teneurs en lanthane, samarium, dysprosium sont observées dans les sondages BS 1 et BS 4 et dans l'échantillonnage EF de la mine de Margnac.

			La en $\mu\text{g/g}$	Sm en $\mu\text{g/g}$	Eu en $\mu\text{g/g}$	Dy en $\mu\text{g/g}$	Zr en $\mu\text{g/g}$
Granite de la Brame		B 157	65	9,8	1,40	4,3	70
		B 165	31	4,6	0,45	2,5	35
		B 163	38	4,2	0,80	2,4	25
		B 80	33	4,8	0,50	2,8	35
Granite à deux micas de St- Sylvestre	Zone Ouest	B 43	30	4,3	0,55	2,8	35
		B 108	19	2,2	0,30	2,0	20
	Zone Est	B 76	22	2,5	0,40	1,5	15
		B 114	13	1,5	0,25	1,7	20
		B 132	23	2,8	0,25	1,7	30

Tableau n° 52 - Résultats analytiques du dosage de quelques terres rares et du zirconium dans des échantillons de surface prélevés sur le massif de St-Sylvestre.

- Dans la zone de sodification du granite à deux micas de St-Sylvestre, les teneurs en lanthane et en samarium diminuent nettement, suivant en cela les teneurs en thorium. Il en est de même pour le dysprosium, dont la teneur remonte cependant dans le sondage ES 1 comme celle de l'uranium. La teneur en europium diminue également dans le sondage ES 3, dans la zone à microcline quadrillé, mais elle atteint à nouveau des valeurs élevées dans la zone de St-Goussaud. Ce résultat n'est toutefois pas confirmé par l'échantillonnage de surface qui montre une diminution nette de l'europium dans la zone de St-Goussaud par rapport à la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre ; la teneur en zirconium est également plus faible dans la zone de St-Goussaud.

- Dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre, les échantillons de la mine des Brugeauds se singularisent par des teneurs plus faibles en lanthane, samarium, dysprosium, zirconium, comparativement aux échantillons des environs de Margnac. Rappelons qu'il en est de même pour l'uranium et que cela nous a posé des problèmes difficiles à résoudre.

- Les teneurs les plus faibles en terres rares et en zirconium s'observent dans le sondage CS 1, autrement dit dans le granite à grain fin à deux micas de Châteauponsac. C'est aussi le cas pour le thorium, mais nous avons vu à propos de cet élément que ce sondage n'était peut-être pas parfaitement représentatif.

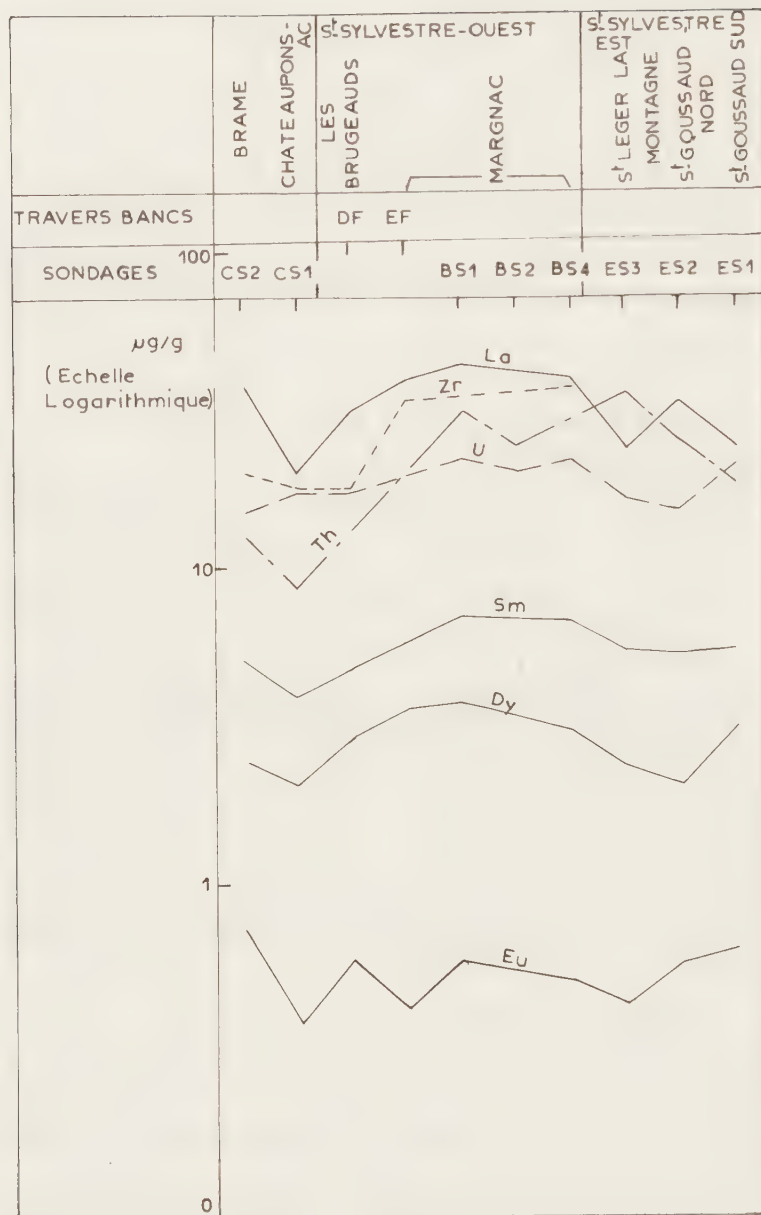


Figure 34 - Variations comparées de l'uranium, du thorium et des terres rares dans les granites du Massif de St-Sylvestre (échantillons prélevés dans les sondages ou dans les travers-bancs).

- De l'examen comparé des résultats du sondage CS 2 et des échantillons de surface, il est possible de déduire le comportement prévisible des terres rares et du zirconium dans le granite de la Brame. Le passage du faciès à sillimanite fibreuse recoupé par le sondage CS 2 à la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre est certainement marqué en moyenne par un enrichissement en lanthane, zirconium, samarium, et dysprosium. Inversement, les termes mélanocrates du granite de la Brame, peut-être assimi-

lables au faciès à sillimanite prismatique (tel l'échantillon B 157), apparaissent très enrichis en tous ces éléments et aussi en europium par rapport au faciès à sillimanite fibreuse. Le thorium a un comportement vraisemblablement analogue. Remarquons qu'une nouvelle fois l'euporium paraît réparti différemment des autres terres rares, puisque la plus forte teneur en europium relevée dans les sondages est celle du granite de la Brame qui paraît dans l'ensemble contenir cet élément en plus grande abondance.

V - VARIATIONS COMPAREES DE L'URANIUM, DU THORIUM, DES TERRES RARES DE LA SERIE DU LANTHANE ET DU ZIRCONIUM

Nous avons déjà remarqué que les teneurs en zirconium diminuaient dans le granite de Guéret lors de l'évolution qui se manifeste depuis les faciès granodioritiques jusqu'aux faciès porphyroïdes. Il en est de même pour le thorium, si bien que le rapport Th/U diminue nécessairement lors de cette évolution. Des tendances analogues existent dans le granite de la Brame pour le thorium, le zirconium et les terres rares dont les teneurs diminuent selon toute apparence lorsqu'on passe des faciès de convergence avec le granite de Guéret au faciès à sillimanite fibreuse plus acide et plus potassique. Dans tous ces processus d'évolution, aussi bien dans le massif de Guéret que dans le granite de la Brame, l'uranium varie en sens inverse du thorium, du zirconium et des terres rares.

Le passage du faciès à sillimanite fibreuse du granite de la Brame à la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre est marqué par une augmentation moyenne du thorium, du zirconium, et des terres rares dosées (sauf l'euporium). Donc, cette zone d'enrichissement géochimique maximum en uranium est aussi une zone d'enrichissement en thorium, zirconium et terres rares. De plus, le processus d'évolution qui caractérise le granite à deux micas de St-Sylvestre, la sodification, de même qu'elle s'accompagne d'une diminution moyenne de la teneur en uranium entraîne un appauvrissement en thorium, zirconium, lanthane, samarium et dysprosium. Si l'on considère les grandes variations d'ensemble, dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, l'uranium, le thorium, le zirconium et les terres rares évoluent parallèlement. Cependant, les facteurs locaux susceptibles de modifier la teneur en uranium primaire, comme c'est le cas pour le sondage ES 1, sont sans effet sur les autres éléments, sauf peut-être sur le dysprosium. Il résulte en fin de compte de ces observations que le rapport Th/U ne varie pas de manière significative dans le processus d'évolution qui caractérise le granite à deux micas de St-Sylvestre.

En résumé, lors des processus d'évolution qui caractérisent respectivement les granites à biotite et les granites à deux micas, le comportement respectif de l'uranium et du thorium se révèle tout-à-fait différent. Dans les granites à biotite, uranium et thorium varieraient en sens inverse, avec une diminution du rapport Th/U dans les faciès les plus acides. Dans les granites à deux micas, la sodification et l'augmentation de l'acidité s'accompagnent à la fois d'une diminution du thorium et de l'uranium ; donc uranium et thorium varient dans ce cas de manière parallèle.

D'une manière générale, les terres rares de la série du lanthane et le zirconium ont un comportement qui suit celui du thorium dans tous ces processus d'évolution. En ce qui concerne les terres rares, cela est vrai surtout pour le lanthane et le samarium, du groupe des terres cériques, à rayon ionique supérieur ou égal à 1 Å (tableau n° 53).

Terres cériques								
	57 La	58 Ce	59 Pr	60 Nd	(61 Pm)	62 Sm	63 Eu ³⁺	- Eu ²⁺
r	1,14	1,07	1,06	1,04		1,00	0,98	- 1,24
	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb	71 Lu
r	0,97	0,93	0,92	0,91	0,89	0,87	0,86	0,85
Terres yttriques								

Tableau n° 53 - Rayons ioniques des terres rares (d'après S.R. TAYLOR - 1965).

Cela est normal, car la monazite est le minéral le plus important à la fois de terres cériques et du thorium. Les variations du dysprosium sont en valeur relative plus atténuées : dans les sondages, le dysprosium est aussi l'élément dont le comportement se rapproche le plus de celui de l'uranium. Rappelons que le dysprosium fait partie des terres yttriques et qu'il est surtout concentré dans les minéraux d'yttrium (V.M. GOLDSCHMIDT et L. THOMASSEN - 1924, in "K. RANKAMA et T.G. SAHAMA - 1950"). Le dysprosium et l'yttrium ont d'ailleurs très exactement le même rayon ionique. Cependant, le dosage de l'yttrium dans tous les échantillons considérés n'a pas mis en évidence de variations de cet élément. L'yttrium serait réparti de façon homogène, avec des teneurs comprises entre 15 et 20 $\mu\text{g/g}$. Donc, l'aspect des variations du dysprosium résulte peut-être à la fois de son association en quantités limitées avec les terres cériques, notamment dans la monazite, et d'une certaine association avec l'uranium. Cela pourrait s'expliquer par le fait que le rayon du dysprosium est intermédiaire entre celui du thorium et de l'uranium ; quant à l'euprium, il paraît se comporter différemment des autres éléments analysés de la série du lanthane. C'est d'ailleurs un fait habituel et l'euprium serait presque totalement absent des minéraux de lanthanides (K. RANKAMA et T.G. SAHAMA - 1950). Seul de la série du lanthane, l'euprium serait habituellement à l'état divalent dans la nature, alors que les autres éléments sont trivalents, ce qui expliquerait son comportement particulier. Le rayon de Eu^{2+} est intermédiaire entre celui de Sr^{2+} et K^+ , ce qui entraînerait l'accumulation préférentielle de l'euprium dans les feldspaths (d'après J.W. CHASE et al. (1962), in "S.R. TAYLOR - 1965") et dans les minéraux riches en strontium (V.M. GOLDSCHMIDT - 1954). C'est peut-être pour cette raison que le granite de la Brame présente les plus fortes teneurs en euprium, mais on comprendrait mal alors le comportement de cet élément dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Il y a d'ailleurs un certain parallélisme d'ensemble entre les variations de l'euprium, et celles du thorium et de l'uranium, ce qui implique peut-être une proportion importante de Eu^{3+} . D'autre part, d'après H. HABERLANDT (1947) (in "K. RANKAMA et T.G. SAHAMA - 1950"), l'uraninite contient de l'euprium, ce qui est une raison supplémentaire pour une association géochimique entre l'uranium et l'euprium.

CHAPITRE IV

L'URANINITE DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN

SES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES
SA COMPOSITION ET LA MICROPARAGENESE ASSOCIEE

Dans un des chapitres précédents, l'importance de l'uraninite dans le bilan géochimique de l'uranium et dans les variations de cet élément lors de la différenciation granitique a été soulignée. Il convient maintenant de revenir en arrière et de faire l'histoire de la découverte de ce minéral dans les granites.

Que l'uranium à l'état de traces puisse dans les granites former des minéraux indépendants nous paraît aujourd'hui une chose parfaitement naturelle, mais c'est une constatation qui date tout au plus d'une vingtaine d'années, et notamment de la mise au point des études autoradiographiques sur la radioactivité des roches. Ensuite s'est posé le problème de la détermination de ces minéraux, toujours très difficile en raison de leur petite taille, jusqu'à ce que les méthodes d'analyse ponctuelle à la microsonde électronique permettent de lever beaucoup d'indéterminations.

Parmi les premiers travaux consacrés à ces problèmes, il faut citer la découverte par R. COPPENS (1949) d'un oxyde d'uranium contenant "environ 65 % d'uranium et quelques centièmes de thorium", décelé par autoradiographie sur un échantillon poli du granite de la région d'Angers.

Dans un travail publié en 1953, NEUHAUSS révèle qu'en traitant sept cents kilogrammes de granite, il a obtenu cinquante cristaux d'uraninite.

L.V. TAUSON (1956) dans son article sur la géochimie de l'uranium dans les granites de Chernovinsky, mentionne la présence de titanates d'uranium dans la fraction électro-magnétique de ces granites. Il fait référence aux travaux que nous avons cités précédemment et conclut à l'existence de minéraux d'uranium dans les roches granitiques.

Les observations à cette époque deviennent alors plus nombreuses. En 1955, M. ROUBAULT et R. COPPENS mentionnent l'existence "d'inclusions très fines hautement radioactives (probablement de la pechblende)" dans les granites à deux micas de la Chapelle-Longue (Vendée) et de St-Sylvestre et "à l'intérieur de roches parfois éloignées du filon minéralisé". En 1956, S. DEUTSCH et E. PICCIOTTO signalent la présence d'uraninite dans le granite de Baveno. O. HIEKE MERLIN et al. (1957) décrivent des cristaux opaques très radioactifs dans la granodiorite de l'Adamello et indiquent qu'il s'agit très probablement d'uraninite. E.H. HAMILTON (1958) observe de l'uraninite dans les granites de Dartmoor et de Shap.

Dans les articles à caractère synthétique sur la géochimie de l'uranium qui ont été publiés par les auteurs américains durant cette même période, l'existence de minéraux primaires d'uranium et notamment d'uraninite dans les roches granitiques est considérée

comme un fait général (E.S. LARSEN et al. - 1955) (G.J. NEUERBURG - 1955) (E.S. LARSEN et G. PHAIR - 1957). Toutefois, pour G.J. NEUERBURG, les minéraux d'uranium tétravalents ne paraissent pas être très communs dans les roches éruptives, et l'uraninite, ainsi que la bétafite, sont parfois d'origine hydrothermale. En 1962, V.I. BARANOV et al. signalent que l'uraninite et l'uranothorite sont toujours présentes dans les granites de Kyzyltau. L'uraninite serait souvent associée à l'allanite ou en inclusion dans le quartz.

En 1963, P. BAILLET (1963 a) indique la présence d'inclusions opaques uranifères à petite surface et à forte teneur dans le granite de Quintin-Magoar (Côtes-du-Nord). Dans un inventaire des inclusions radioactives d'une dizaine de granites qu'il publie la même année (1963 b), cet auteur assimile ces inclusions opaques à de l'uraninite. Au Congrès des Sociétés Savantes de Clermont-Ferrand, toujours en 1963, P. BAILLET (1963 c) accorde une très grande importance aux petites inclusions à forte teneur alpha, riches en uranium, dans le bilan de la radioactivité des roches granitiques, et on peut supposer qu'il fait allusion aux minéraux opaques évoqués précédemment. Ces travaux souffrent évidemment d'un manque de précision dans les déterminations minéralogiques, mais cela était chose courante avec les moyens dont on disposait à l'époque.

En 1965, R. COPPENS et S. KAROUI signalent à nouveau la présence d'inclusions opaques à radioactivité variable dans le granite à deux micas de Saint-Sylvestre.

L'année 1965 marque dans le Limousin le début des travaux systématiques sur les échantillons prélevés en profondeur et en roche saine, où ces minéraux opaques, épargnés par l'altération superficielle, apparaissaient beaucoup plus abondants qu'en surface. Cela devait être révélé par l'étude du sondage de Blond, effectuée par J. BARBIER (1968).

L'évaluation par la méthode de R. COPPENS (1949 - 1958) de la radioactivité d'une dizaine de ces minéraux opaques très actifs repérés dans des échantillons provenant du niveau 125 de la mine des Brugeauds conduisaient Ch. RAMBABU et G. RANCHIN (1967) à admettre qu'il s'agissait d'uraninite, ou d'un terme de la série isomorphe existant entre l'uraninite et la thorianite. Le caractère automorphe de ces minéraux était souligné, et l'accent était mis sur leur origine primaire.

Au début de l'année 1967, nous commençâmes l'étude de ces minéraux opaques à la microsonde électronique, ce qui permettait de lever immédiatement la légère indétermination qui subsistait alors quant à leur nature exacte. Dans leur immense majorité, les minéraux opaques fortement radioactifs du granite à deux micas de St-Sylvestre se révélaient être de l'uraninite. Un certain nombre de données concernant ces cristaux d'uraninite furent alors exposées dans deux notes successives (J. BARBIER, H.G. CARRAT et G. RANCHIN - 1967) - (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 c).

L'utilisation de la microsonde électronique, l'exploitation des sondages marquent un tournant dans les travaux sur l'uraninite. Comme dans toute recherche, après une phase préliminaire de découvertes, l'exploitation systématique du résultat devient la préoccupation essentielle. C'est ce qui nous a amené à effectuer des études comparatives sur le rôle de l'uraninite dans d'autres types de granites. Après un premier bilan qui intéressait uniquement le massif de St-Sylvestre (G. RANCHIN - 1968), nous avons pu dans le présent ouvrage préciser la signification et l'importance de l'uraninite dans les variations régionales de l'uranium géochimique. Parallèlement à cet élargissement du domaine d'études, nous poursuivons nos recherches sur les cristaux à la microsonde électronique en abordant pour la première fois, pensons-nous, l'étude détaillée de la composition de l'environnement auréolaire. Cela nous amenait à la découverte d'une véritable microparagenèse de l'uraninite, dont

il a été largement question dans l'article précédemment cité (G. RANCHIN, *ibid*).

L'uraninite a été signalée depuis dans les granites du Morvan (H.G. CARRAT - 1969 a), ainsi que dans le complexe de granites et de microgranites de la mine des Bois Noirs, dans la Montagne Bourbonnaise (G. RANCHIN, note inédite dans le rapport annuel 1968 du Centre de Recherches Radiogéologiques). R. COPPENS et M. MAYANDA (1969) l'ont découverte dans le sable de la plage de Quiberon (Morbihan) ; les cristaux observés proviendraient de la destruction du granite de Quiberon, ce qui tendrait à prouver selon les auteurs qu'elle est restée enfermée dans des minéraux protecteurs. Nous avons eu l'occasion de constater qu'en surface des granites le quartz jouait très souvent ce rôle.

I - LES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES DES CRISTAUX D'URANINITE

L'uraninite a été observée dans tous les granites étudiés, aussi bien dans les granites à biotite que dans les granites à deux micas, avec une abondance évidemment variable. Notons cependant que nous sommes restés à l'intérieur d'une même province métallogénique et géochimique présentant une teneur régionale en uranium certainement plus élevée que le clark de l'écorce terrestre. Mais comme l'uraninite a été observée dans d'autres régions granitiques, dans des granites variés, et même dans des granodiorites, il faut la considérer comme un minéral accessoire usuel des roches granitiques. Sa présence même ne devrait pas avoir beaucoup de signification, et c'est surtout à son abondance qu'il faut s'attacher.

Les cristaux d'uraninite apparaissent généralement à l'intérieur des autres minéraux du granite, dans les joints pour quelques cas particuliers. Ce problème de la répartition de l'uraninite entre les différents minéraux du granite a été traité dans un précédent chapitre. Ce mode d'occurrence fait que l'on parle habituellement d'inclusions d'uraninite. Personnellement, nous n'aimons pas employer ce terme "d'inclusions", car il sous-entend plus ou moins que le minéral inclus a cristallisé avant le minéral qui l'englobe. Or, comme l'indique P. ROUTHIER (1958), "aucun critère morphologique ne permet d'établir correctement un ordre de succession", et un minéral qui en englobe un autre peut très bien avoir cristallisé avant lui.

Ces cristaux sont très petits. Dans le granite à grain fin à deux micas de Châteauponsac, leur taille ne dépasse pas le plus souvent une dizaine de microns suivant la plus grande dimension. Dans les autres granites, à grain moyen ou à gros grain, le plus grand côté des cristaux mesure généralement entre quarante et soixante-dix microns, et atteint exceptionnellement une centaine de microns. La surface qu'ils occupent dans une lame mince varie le plus souvent entre 1.10^{-4} et 30.10^{-4} mm².

Observés en lumière transmise, et lorsqu'ils ne se confondent pas avec de la pyrite associée ou avec une gangue ferrugineuse, ils présentent des formes automorphes, cubiques ou plus fréquemment octaédriques. Observés en lumière réfléchie sur des lampes polies, leurs contours peuvent apparaître alors plus irréguliers par suite d'un mauvais polissage en bordure des cristaux.

En lumière réfléchie, les cristaux d'uraninite sont isotropes. La couleur est grise; le pouvoir réflecteur a été mesuré sur quelques cristaux par M. CAYE (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Centre Scientifique et Technique d'Orléans-la-Source). Ces mesures ont donné un pouvoir réflecteur moyen de 14,5 %, contre 14 % pour la

pechblende de référence. D'autre part, la courbe de variation du pouvoir réflecteur en fonction de la longueur d'onde suivait fidèlement celle de la pechblende, ce qui écartait toute possibilité d'erreur dans la détermination. P. RAMDOHR attribue un pouvoir réflecteur de 15 % à la pechblende et à l'uraninite dans le jaune (in " J. GEFFROY et J.A. SARCIA - 1960").

II - LA COMPOSITION ET L'AGE DES CRISTAUX D'URANINITE

La teneur en uranium des cristaux peut être calculée par la méthode de R. COPPENS (1949) après évaluation du nombre de traces alpha émises par centimètre-carré et par seconde. Les nombres que l'on obtient s'échelonnent entre 100 et 240 traces alpha par centimètre-carré et par seconde, avec un maximum de mesures supérieures à 215, chiffre qui correspond à des teneurs en équivalent-uranium supérieures à 80 % et à la composition réelle de l'uraninite. Les valeurs inférieures proviennent d'une mauvaise évaluation de la surface active du minéral et ne traduisent pas des variations de composition. L'autoradiographie permet cependant dans le granite de St-Sylvestre de distinguer à côté des cristaux d'uraninite des produits opaques à radioactivité plus faible, qui, étudiés à la microsonde électronique, se sont révélés comme une association d'oxyde de fer et d'oxyde d'uranium crypto-cristallins dont l'activité d'ensemble est évidemment inférieure à celle d'un cristal isolé d' UO_2 . Ces produits ont déjà été décrits en détail (G. RANCHIN - 1968) ; leur importance quantitative vis à vis des cristaux d'uraninite est négligeable. Rappelons qu'ils sont localisés de préférence dans les fissures et que l'analyse à la microsonde électronique a révélé la présence de zirconium et de phosphore dans la zone mixte uranium-fer. Leur radioactivité est variable, suivant l'importance respective de l'oxyde d'uranium et de l'oxyde de fer. Les mesures effectuées à la microsonde sur les zones les plus riches en uranium montrent bien qu'il s'agit d'un mélange hétérogène.

La microsonde électronique permet le dosage de l'uranium et du plomb dans les cristaux d'uraninite. Assez rarement pour les granites du Nord-Limousin, le thorium a été décelé et dosé. A titre d'exemple, nous donnons sur les figures 35 et 35 bis les enregistrements spectrographiques obtenus avec un cristal d'uraninite. Pour l'uranium et le plomb, les raies des différents ordres sont indiquées. Le nickel est utilisé pour la métallisation, et n'est évidemment pas contenu dans l'uraninite. Cela ne veut pas dire qu'il n'y ait pas d'autres éléments à l'intérieur des cristaux d'uraninite en dehors de l'uranium, du plomb et du thorium, mais il est évident que dans cette matrice très lourde, l'absorption est forte et empêche certainement la mise en évidence des éléments dont la teneur est inférieure à 1 %. Cependant, pour un cristal d'uraninite contenu dans le granite de Châteauponsac, nous avons obtenu par balayage des images du zirconium et du phosphore qui se confondent partiellement avec celles de l'uranium. Dans ce cas, ces deux éléments seraient contenus dans les cristaux d'uraninite (in "G. RANCHIN, 1968 - Pl. n° VIII - figure 2").

Il a déjà été indiqué que les teneurs en uranium et en plomb données par l'analyse à la microsonde électronique ne présentaient pas de différences cohérentes suivant que le cristal d'uraninite appartenait au granite de la Brame ou au granite à deux micras de St-Sylvestre. (G. RANCHIN, *ibid*). Pour l'ensemble des granites du massif de St-Sylvestre, la gamme des teneurs s'échelonne entre 3,2 et 4,2 % pour le plomb et 80 et 83 % pour l'uranium, cela lorsqu'il n'y a pas de thorium. Celui-ci a été décelé et dosé

	Provenance	Minéral-hôte	Uranium	Thorium	Plomb
N O R D	<u>Granite à deux micas de Saint-Sylvestre</u>				
	1°- Les Brugeauds AF 9	Pyrite	82,80 %	-	4,20 %
	2°- " AF 3	Muscovite	82,00 %	-	4,00 %
	3°- " AF 3 plage 2	Quartz	80,00 %	-	3,20 %
	4°- " AF 12 plage 1	Muscovite			
	Périphérie du cristal		83,00 %	-	non dosé
	Centre du cristal		80,80 %	-	non dosé
L I M O U S I N	5°- Les Brugeauds AF 12 plage 2	Chlorite	75,50 %	2,0 %	3,00 %
	<u>Granite à deux micas de Châteauponsac</u>				
	Sondage CS 1 - n° 105-2	Muscovite	83,40 %	-	3,20 %
	<u>Granito-gneiss de la Brame</u>				
	Sondage CS 2 - n° 97	Biotite	83,00 %	-	4,00 %
Montagne Bour- bonnaise Morvan	<u>Granite de Guéret</u> (carrière du Maupuis) LM 138-3 - plage 2	Biotite	81,31 %	-	3,82 %
	<u>Granite à deux micas de La Marche - Le Vignaud</u> LM 268-3 - plage 3	Biotite	84,20 %	-	3,68 %
	<u>Granite des Bois-Noirs</u> (mine de St-Priest)				
	LM 46 - plage 1		75,30 %	10,0 %	5,00 %
	LM 74 - plage 3		76,60 %	5,7 %	3,90 %
	Granite de Grury - Les Jalerys		71,10 %	6,8 %	3,70 %

Tableau n° 54 - Résultats analytiques du dosage à la microsonde électronique de l'uranium, du thorium et du plomb dans les cristaux d'uraninite des granites du Nord-Limousin et à titre de comparaison dans quelques cristaux de granites de la Montagne Bourbonnaise et du Morvan.

D'après J. BARBIER et G. RANCHIN (1969 c) et G. RANCHIN (1968) pour les granites du Massif de St-Sylvestre ; H.G. CARRAT (1969) pour le granite de Luzu ; G. RANCHIN (1969 - note inédite) pour le granite de la mine de Saint-Priest dans la Montagne Bourbonnaise.

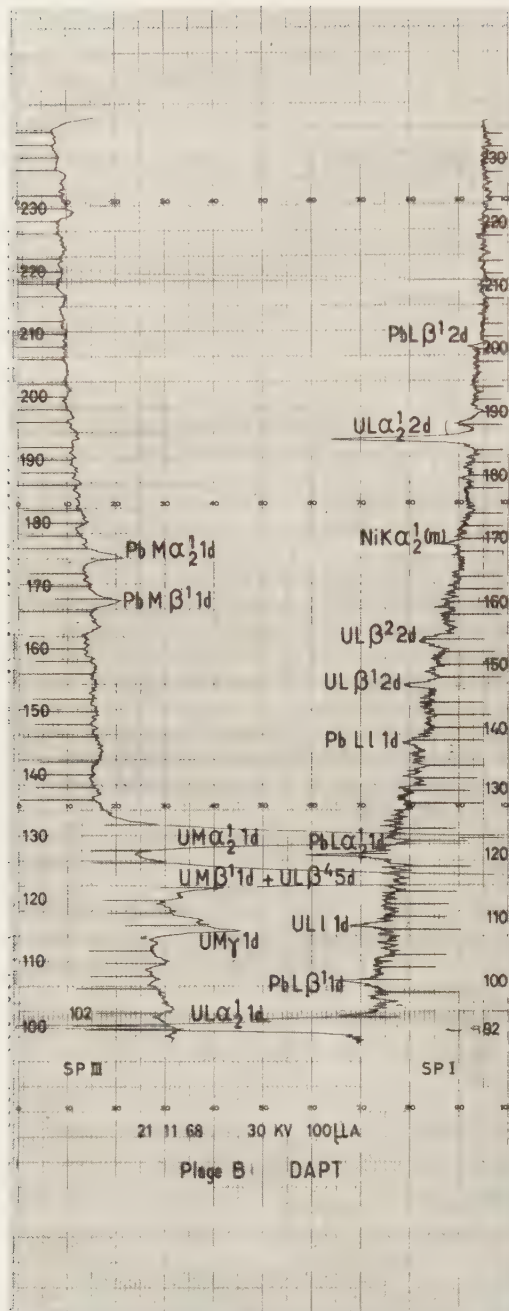


Figure 35 -

Analyse qualitative à la microsonde électronique d'un cristal d'uraninite (spectrographes I et III) - Granite de Guéret - Carrières du Maupuis (lame polie n° 138).

dans un cristal où sa teneur s'élève à 2 % (tableau n° 54). Deux nouvelles analyses ont été faites sur des cristaux d'uraninite provenant respectivement du granite à deux micas de la Marche et du granite de Guéret (carrière du Maupuis) : les teneurs en uranium et en plomb sont du même ordre que les précédentes et il n'y a pas de thorium (tableau n° 54). Ces valeurs en uranium et en plomb supposé entièrement radiogénique permettent le calcul d'un âge chimique par la formule :

$$t = \frac{\text{Pb}}{\text{U} + (0,36 \text{ Th})} \times 7\,550 \text{ M.A.}$$

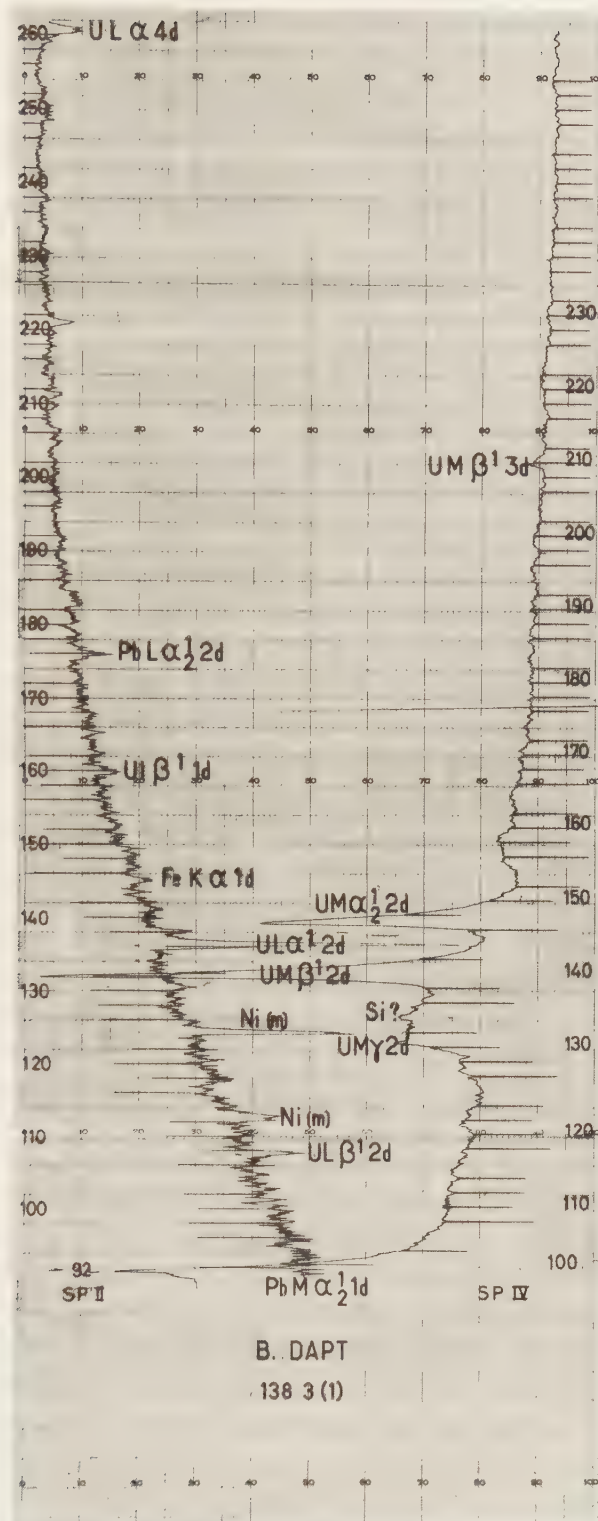


Figure 35 bis - Analyse qualitative à la microsonde électronique d'un cristal d'uraninite (spectrographes II et IV).

Les âges que l'on obtient par cette formule s'échelonnent entre 290 et 380 M.A. : ils sont certainement supérieurs en moyenne à l'âge réel de l'uraninite, qui, d'après les premières mesures isotopiques faites sur des cristaux provenant du granite à deux micas de St-Sylvestre peut être évalué à 300 ± 20 M.A. (Ch. KOSZTOLANYI, com. orale). Ces mesures, à l'heure actuelle trop peu nombreuses, n'ont pas encore fait l'objet d'une publication. Les résultats obtenus sont en accord cependant avec l'âge supposé du granite à deux micas.

Cette discordance entre l'âge chimique et l'âge isotopique peut avoir plusieurs causes :

- la présence dans l'uraninite de plomb qui ne soit pas d'origine radiogénique ;
- l'imprécision des mesures : d'après J. GONI (1966), la précision relative du dosage à la microsonde électronique est de 5 à 10 % ;
- pour l'uranium, une absorption plus intense que celle qui a été admise dans le calcul des corrections.

Il semble bien que les résultats aient pour la plupart des cas toujours été déviés dans le même sens, soit vers une augmentation du plomb, soit vers une diminution de l'uranium. D'autre part, ils ne font pas apparaître de différences significatives dans la composition en uranium et en plomb des cristaux d'uraninite entre les différents granites. Par conséquent, on peut envisager la possibilité d'un âge commun pour la cristallisation de l'uraninite dans l'ensemble des granites du Nord-Limousin. C'est une hypothèse que nous avons déjà formulée à propos des granites du massif de St-Sylvestre (G. RANCHIN, *ibid*) mais qu'il y a lieu maintenant d'étendre à tous les granites de cette région dont l'uraninite a été étudiée.

La pauvreté en thorium de l'uraninite du Nord-Limousin a été soulignée. A cet égard, des comparaisons intéressantes peuvent être faites avec l'uraninite des granites de la Montagne Bourbonnaise et du Morvan, dont trois analyses sont données dans le tableau n° 54. Deux des cristaux analysés appartiennent au granite de la mine d'uranium des Bois Noirs, dans la Montagne Bourbonnaise (G. RANCHIN, note inédite dans le rapport annuel du Centre de Recherches Radiogéologiques de 1968). Le troisième cristal, observé dans le granite de Grury, dans le Morvan, a été étudié par H.G. CARRAT (1969 a). Ces uraninites de la Montagne Bourbonnaise et du Morvan se distinguent de celles du Nord-Limousin par leur teneur élevée en thorium décelé de manière systématique (entre 6 et 10 %). Ces observations sont à rapprocher de la découverte de thorite dans le granite de Grury par H.G. CARRAT (*ibid*), et de la mise en évidence de minéraux de thorium et de Terres Rares mal définis, probablement des oxydes, dans le complexe de granites et de microgranites de la mine des Bois Noirs (G. RANCHIN - *ibid*). Entre les grandes régions granitiques, des différences parfois subtiles dans la composition des uraninites et dans la nature des minéraux radioactifs apparaissent, qui mettent en jeu le thorium et son mode d'association avec l'uranium et les Terres Rares. Il y a là certainement une voie de recherche intéressante.

III - L'ENVIRONNEMENT AUREOLAIRE DES CRISTAUX D'URANINITE

La manière d'être de l'uraninite à l'intérieur des minéraux qui l'englobent a des aspects divers. Elle apparaît parfois isolée, mais souvent elle est associée à une gangue

qui peut être plus ou moins complexe. Même lorsque cette gangue n'est pas visible au microscope, il est bien rare que la microsonde électronique ne détecte pas des éléments étrangers au minéral-hôte autour des cristaux d'uraninite. Les éléments constitutifs de la gangue sont disposés généralement en couches successives autour des cristaux d'uraninite, ce qui donne un environnement d'aspect auréolaire. Mais d'autre part, et cela est surtout net dans la biotite et les feldspaths, l'uraninite s'entoure d'une auréole de destruction due à l'émission des rayons α dans le minéral-hôte. La disposition des éléments de la gangue paraît bien d'ailleurs être influencée par cette radioactivité et l'existence d'émetteurs α à parcours de longueurs différentes. Les environnements auréolaires si caractéristiques des cristaux d'uraninite ont donc des origines complexes et il n'est pas facile de distinguer entre les phénomènes qui accompagnent la cristallisation de l'uraninite et ceux qui relèvent de la radioactivité. Pour y parvenir, nous avons effectué des analyses systématiques à la microsonde, dans le minéral intact, au-delà de l'auréole, et dans l'environnement auréolaire. Les résultats de cette étude pour les granites du massif de St-Sylvestre ont déjà été exposés en détail (G. RANCHIN - 1968). Etant donné l'importance de ce problème, nous le reprenons de manière approfondie, en nous appuyant cependant sur les mêmes enregistrements obtenus à la microsonde, car nous n'avons pas eu la possibilité d'effectuer de nouvelles analyses sur ces granites. Par contre, nous avons pu étudier l'environnement auréolaire d'un cristal d'uraninite dans le granite à deux micas de la Marche, et nous y avons observé une paragenèse identique à celle qui a été décelée dans les granites du massif de St-Sylvestre. Les cristaux d'uraninite de la carrière du Maupuis, dans le granite de Guéret, sont également associés à une gangue complexe. C'est donc un phénomène général, cependant plus marqué ou très réduit dans certains granites, comme nous serons amenés à le préciser.

Les cas où l'uraninite n'est pas en contact direct avec le minéral-hôte mais enfermée dans une gangue seront d'abord considérés en premier. Puis nous décrirons l'habitus de l'uraninite dans les différents minéraux.

A - URANINITE ASSOCIEE A LA PYRITE OU (ET) A UNE GANGUE FERRUGINEUSE

1°) Uraninite et pyrite

L'uraninite est parfois enfermée complètement dans de la pyrite, celle-ci pouvant apparaître aussi bien sous la forme d'un cristal automorphe que d'un amas informe. Ce mode d'occurrence de l'uraninite, sans être une curiosité, n'est pas spécialement fréquent ; on le trouve réparti très irrégulièrement dans les sondages où il n'existe que dans certains échantillons. La pyrite elle-même ne contient pas d'uranium. Lorsque ce mode d'association apparaît dans la biotite, et qu'une auréole pléochroïque brune entoure la pyrite comme sur la figure 1 de la planche IX, la distance entre le cristal d'uraninite et le bord externe de l'auréole n'excède pas trente-cinq microns, soit le parcours le plus long des rayons alpha émis par la famille de l'uranium, ceux du Radium C'. Donc, les rayons alpha traversent la pyrite sans y produire de destruction apparente pour venir former cette auréole pléochroïque. Il arrive que la pyrite emplisse les fissures de l'uraninite ; c'est un phénomène courant dans les pechblendes (J. GEOFFROY et J.A. SARCIA - 1960), où il est attribué à un remplacement de la pechblende par les sulfures. Pour le type d'association étudié, il semble de même que l'uraninite a cristallisé avant la pyrite.

En dehors des cas relativement rares où l'uraninite est enfermée dans les

PLANCHE IX

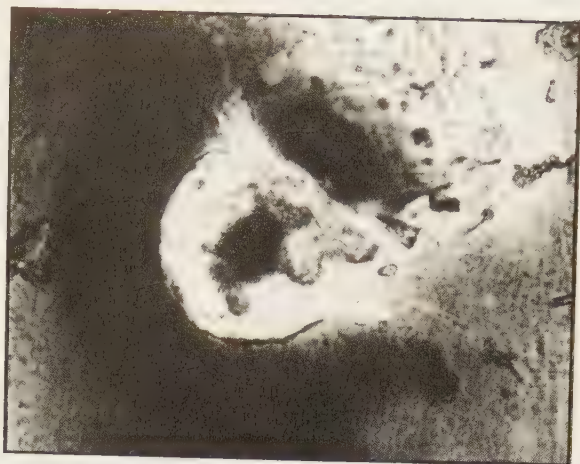
Cristaux d'uraninite associés à de la pyrite
ou contenus dans des plagioclases

- Figure 1 - Uraninite complètement enfermée dans un cristal de pyrite à l'intérieur d'une biotite et développant un halo pléochroïque dans celle-ci. Granite à deux micas de St-Sylvestre-Magnac - Sondage BS 1 (Lame polie n° 27). Observation en lumière naturelle transmise, G x 800.
- Figure 2 - Uraninite entourée par de petits cubes de pyrite disposés de façon concentrique au sein d'une auréole sériciteuse à l'intérieur d'un plagioclase. Granite de Chateauponsac, Sondage CS 1 (Lame polie n° 107). Observation en lumière naturelle transmise, G x 675.
- Figure 3 - Pyrite disposée de façon semi-concentrique autour d'un cristal d'uraninite confondu avec son auréole ferrugineuse, au sein d'une auréole sériciteuse à l'intérieur d'un plagioclase. Granite de Chateauponsac, Sondage CS 1 (Lame polie n° 102). Observation en lumière naturelle transmise G x 590.
- Figure 4 - Uraninite entourée par une auréole interne ferrugineuse et une auréole externe de séricite à l'intérieur d'un plagioclase. Un autre environnement auréolaire à proximité dans le même plagioclase autour d'un boxwork d'uraninite. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Magnac, Sondage BS 1 (Lame polie n° 27). Observation en lumière réfléchie, G x 280.
- Figure 5 - Uraninite entourée par une auréole ferrugineuse à l'intérieur d'un plagioclase. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Magnac, Sondage BS 2 (LM n° 30). Observation en lumière naturelle transmise, G x 600.
- Figure 6 - Uraninite accolée à un cristal de quartz et entourée par une auréole phylliteuse et ferrugineuse semi-concentrique à l'intérieur d'un plagioclase. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Magnac, Sondage BS 4 (LM n° 62). Observation en lumière naturelle, transmise G x 260.

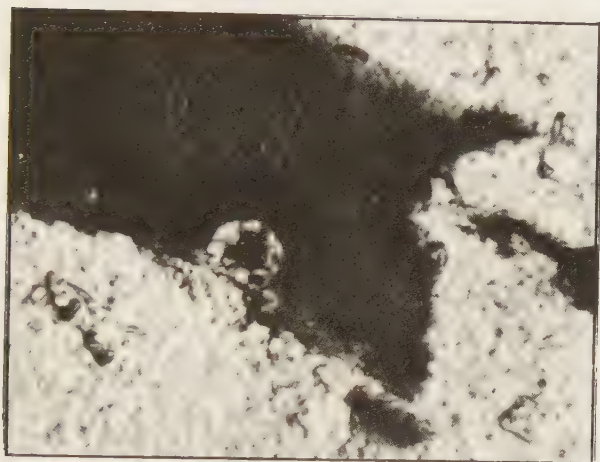
PLANCHE IX



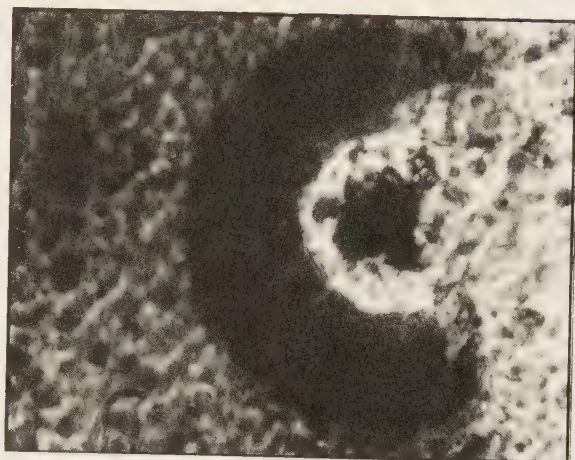
1a



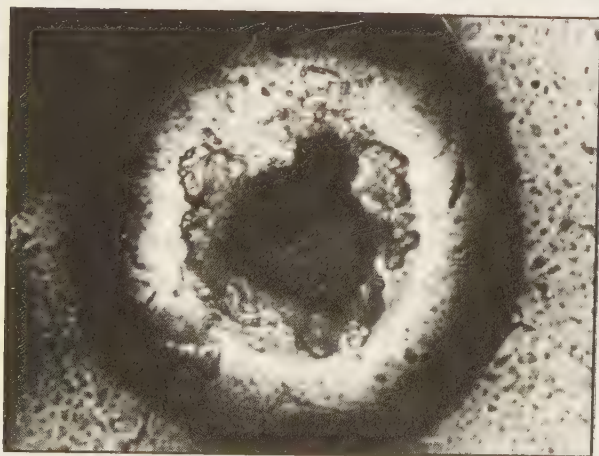
1b



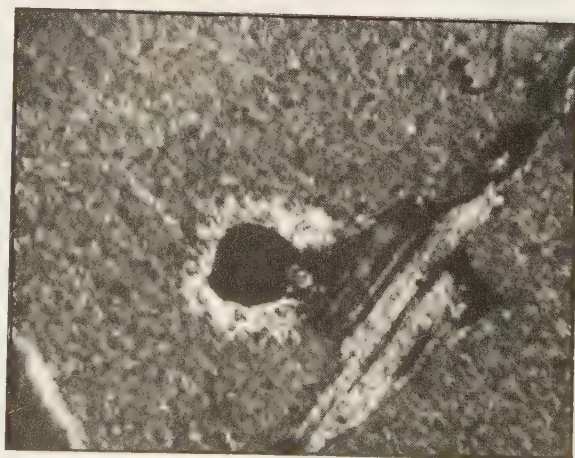
2a



2b



3



4

pyrites, les deux minéraux sont fréquemment associés et de la pyrite apparaît dans l'environnement auréolaire de l'uraninite. Cette association se fait presque systématiquement dans le granite de Châteauponsac (Pl. IX, figures 2 et 3).

2°) Les gangues ferrugineuses

L'uraninite apparaît parfois dans une gangue ferrugineuse qui devient rougeâtre par oxydation du fer dans la zone d'altération commençante, ce qui la rend alors particulièrement visible. Le développement de cette gangue ferrugineuse est surtout prononcé dans les plagioclases où les phénomènes les plus spectaculaires ont été observés. On y distingue parfois autour de l'uraninite une première auréole ferrugineuse, entourée elle-même d'une seconde auréole sériciteuse bien visible (Pl. IX, figure 4). Dans d'autres cas, la bordure sériciteuse se confond avec la zone ferrugineuse et seule l'analyse à la microsonde permet de la déceler (pl. IV, figures 5 et 6).

L'analyse à la microsonde électronique a révélé que la composition de ces gangues ferrugineuses était très complexe. Les enregistrements effectués dans les plagioclases en dehors de l'environnement auréolaire montrent uniquement les pics de Si, Al et Ca (Na n'est pas décelable) ; les pics de Ca sont peu importants. A titre de comparaison, un exemple de l'enregistrement effectué dans une gangue ferrugineuse d'un cristal d'uraninite développée à l'intérieur d'un plagioclase est donné par les figures 36 et 36 bis. Le point d'impact a été disposé de telle sorte qu'il touche tous les éléments constitutifs de l'environnement auréolaire, y compris la bordure sériciteuse.

Les raies de nombreux éléments apparaissent, mais les énumérer n'aurait pas grande signification si la manière dont ils s'associent et leur disposition mutuelle n'étaient en même temps envisagées. C'est ce que nous ferons avec quatre exemples successifs. Les deux premiers ont été pris dans la zone d'altération commençante, d'où un début d'altération "in situ" de l'uraninite en autunite marqué par l'association U-Ca-P (pl. n° XI et XII). Mais cette altération n'a visiblement pas modifié la disposition des principaux éléments de la gangue, dont le fer a été cependant oxydé.

Dans la partie externe de la zone ferrugineuse qui entoure l'uraninite, trois images se confondent, celles du phosphore, du calcium et du zirconium, et cela est particulièrement net pour l'une des plages où ces trois éléments dessinent une véritable auréole bien circulaire (Pl. n° XI). Sur la même plage, du zinc associé au fer apparaît en position plus interne. Dans l'autre plage, du thorium et des Terres Rares sont associés au phosphore et au zirconium (Pl. n° XII). La zone ferrugineuse est entourée dans les deux cas par une auréole de séricite continue (association Si, Al, K). Du carbone a également été décelé ¹⁾ dans les deux plages. Son image, reproduite dans un seul cas, ne se superpose à celle d'aucun autre élément (Pl. XI).

Le troisième exemple a été pris dans le granite de Châteauponsac. Les gangues ferrugineuses, de même que les gangues pyriteuses, sont dans ce granite très développées, même dans d'autres minéraux que les plagioclases. Très généralement, comme c'est le cas sur la planche n° XIII, le cristal d'uraninite est très petit par rapport au volume de la

1) L'enregistrement du carbone a été fait par M. GIRAUD avec la microsonde de l'Ecole des Mines de Paris.

gangue. La zone externe de l'environnement auréolaire est occupée par de la pyrite, de la séricite, et il y correspond aussi, semble-t-il, l'image du carbone. Vers l'intérieur apparaissent les images confondues du zirconium, du phosphore, du calcium et du thorium, puis, entourant l'uraninite, celle du fer.

Le dernier exemple correspond à celui de l'enregistrement reproduit sur les figures 36 et 36 bis. C'est l'environnement auréolaire d'un cristal d'uraninite à l'intérieur d'un plagioclase, dans le granite à deux micas de la Marche Centrale. La roche est altérée et il y a certainement eu un lessivage du plomb dont l'image est peu nette. L'uraninite est entourée par une zone ferrugineuse, où du calcium a été décelé, ainsi que du phosphore, du lanthane et du cérium dont les images se confondent. A l'extérieur, une large zone sériciteuse apparaît (Pl. n° XIV).

B - L'URANINITE DANS LES FELDSPATHS

Les occurrences d'uraninite dans les feldspaths potassiques sont assez rares ; sans avoir effectué une étude approfondie à leur sujet, nous avons remarqué qu'elles s'entouraient d'oxydes de fer. Dans les plagioclases, même lorsque l'uraninite n'est pas enfermée complètement dans une gangue ferrugineuse du type de celle que nous venons de décrire, des oxydes de fer apparaissent néanmoins dans l'environnement auréolaire constitué également de phyllites sériciteuses et de grains carbonatés visibles au microscope, probablement de la calcite. Un enregistrement à la microsonde électronique a permis de retrouver le zirconium et le zinc, avec aussi du manganèse et du magnésium qui ne sont pas décelés dans le plagioclase. Par rapport à celui-ci, les raies de Si et Al diminuent d'intensité, celle de Ca est au contraire plus forte. Le potassium est également spécifique de l'auréole.

C - L'URANINITE DANS LA BIOTITE

Lorsque l'uraninite n'est pas enfermée dans la pyrite ou dans une gangue ferrugineuse, où si celle-ci est peu développée, elle s'entoure de deux auréoles successives : une auréole interne presque complètement décolorée, ou de teinte vert pâle et d'aspect chloriteux, une auréole externe brune pléochroïque (Pl. n° X, figures 1, 2 et 3). La distance entre le cristal d'uraninite et le bord externe de l'auréole brune est de l'ordre de trente-cinq microns et correspond bien au parcours des rayons alpha du Radium C'. La décoloration de la biotite est provoquée comme l'auréole pléochroïque par l'action des rayons alpha. Mais, au voisinage de l'uraninite, l'ionisation devient plus forte, parce qu'un plus grand nombre d'émetteurs alpha entrent en jeu. Ces auréoles décolorées correspondent sans doute aux halos inversés de S. DEUTSCH (1958) ; selon cet auteur, l'inversion de la teinte se produirait lorsque 15 % des atomes de la biotite sont déplacés.

Nous avons cherché à étudier la composition des différentes auréoles à la microsonde électronique. A cette fin, sur la plage de la figure 3 de la planche n° X, des enregistrements successifs ont été effectués sur la biotite intacte, dans l'auréole brune pléochroïque et enfin dans l'auréole décolorée légèrement brouillée en bordure de l'uraninite.

- L'enregistrement sur la biotite intacte donne les raies de Si, Al, K, Mg, Fe, Mn, Ti, Zn (peu marquée pour cet élément).

PLANCHE X

Cristaux d'uraninite contenus dans la biotite ou la muscovite

Figures 1, 2 et 3 - Cristaux d'uraninite contenus dans la biotite et entourés successivement par une auréole interne décolorée et une auréole externe brune pléochroïque.

Figure 1 - Cristal d'uraninite associé à de petits zircons, en bordure d'une plage de fluorine. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Margnac. Sondage BS 4 (LM 46). Observation en lumière naturelle transmise, 1 a : G x 260, 1 b : G x 600.

Figure 2 - Uraninite en bordure d'une biotite accolée à un cristal de quartz. Granite à deux micas de Châteauponsac. Sondage CS 1 (LM 100). Observation en lumière naturelle transmise, 2 a : G x 260 ; 2 b : G x 600.

Figure 3 - Uraninite à l'intérieur d'une biotite : dans l'auréole interne décolorée du zirconium et du calcium ont été décelés à la microsonde électronique. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Margnac. Sondage BS 4 (LM 69). Observation en lumière naturelle transmise, G x 540.

Figure 4 - Cristal d'uraninite dans une muscovite. Les effets auréolaires produits par la radioactivité se traduisent par une modification de la teinte du minéral-hôte, surtout nette en lumière polarisée. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Margnac. Sondage BS 2 (LM 74). Observation en lumière transmise polarisée, G x 260.

PLANCHE X

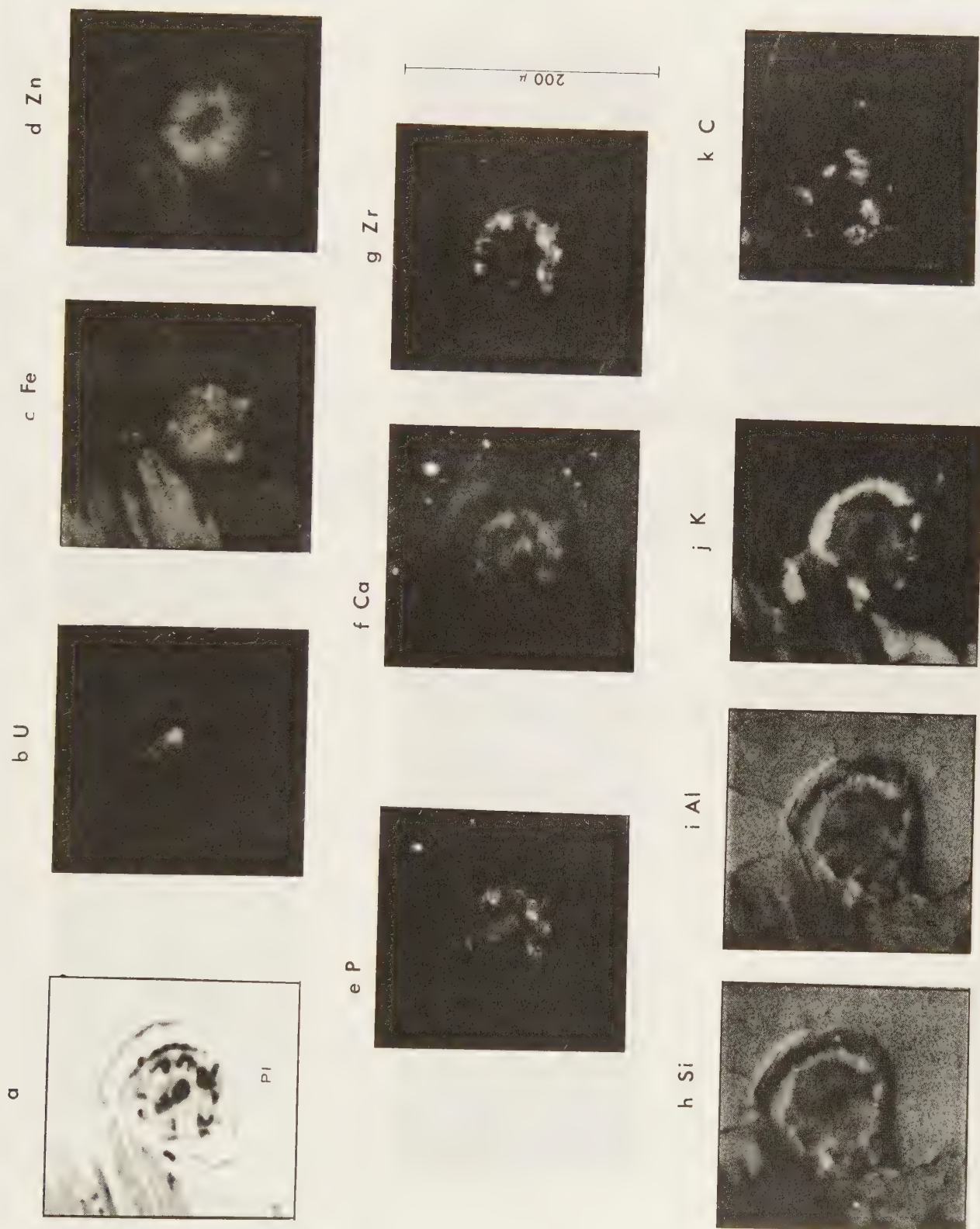


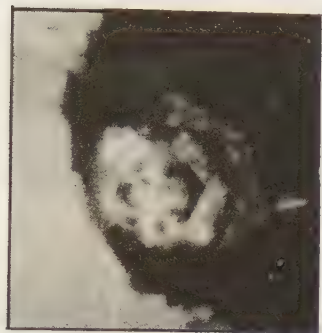
PLANCHE XI

Uraninite associée à une gangue ferrugineuse. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde électronique. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Margnac, sondage BS 1. Zone d'altération commençante (Lame polie n° 23 - plage 1).

- (a) Image électronique. Signal négatif. G x 307. B : biotite ;
Pl : plagioclase.
- (b) à (k) : Image de la répartition des éléments obtenues par balayage à la microsonde électronique : uranium (b), fer (c), zinc (d), phosphore (e), calcium (f), zirconium (g), silicium (h), aluminium (i), potassium (j), carbone (k). G x 307.

PLANCHE XI

c Fe

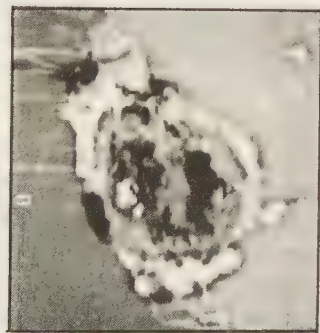


200 μ

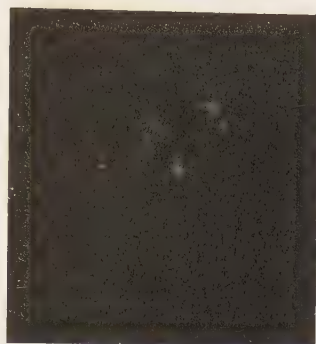
b U



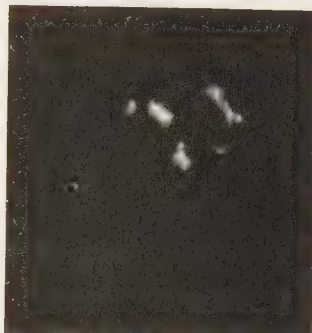
a



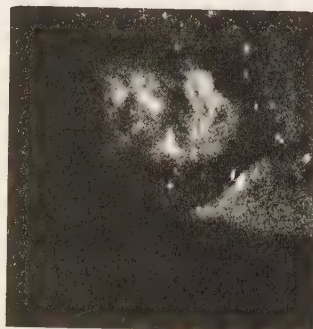
g Th



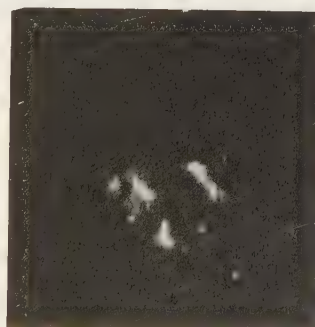
f Ce



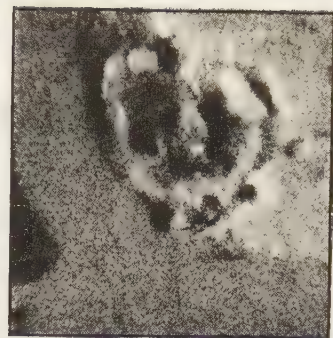
e Ca



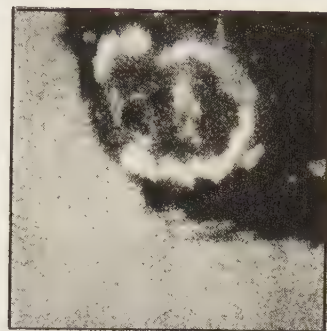
d P



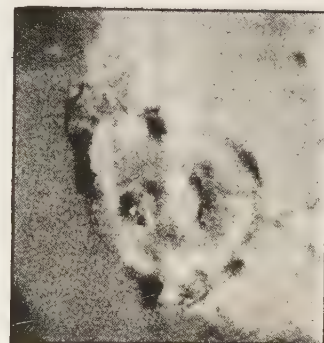
k Al



j K



i Si



h Zr

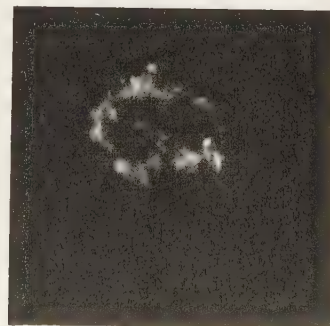


PLANCHE XII

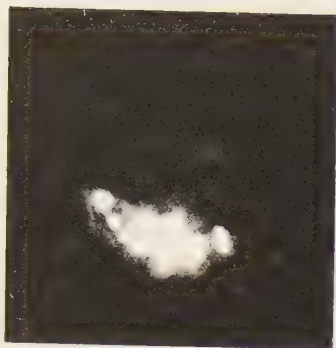
Uraninite associée à une gangue ferrugineuse. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde électronique. Granite à deux micas de St-Sylvestre - Margnac. Sondage BS 1. Zone d'altération commençante (Lame polie n° 24 - Page 2).

(a) Image électronique. Signal négatif. G x 335. B : biotite, Pl : plagioclase.

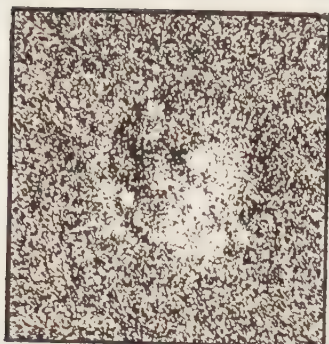
(b) à (k) Images de la répartition des éléments obtenues par balayage à la microsonde électronique : uranium (b), fer (c), phosphore (d), calcium (e), cérium (f), thorium (g), zirconium (h), silicium (i), potassium (j), aluminium (k). G x 335.

PLANCHE XII

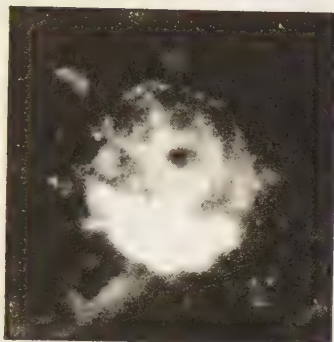
d S



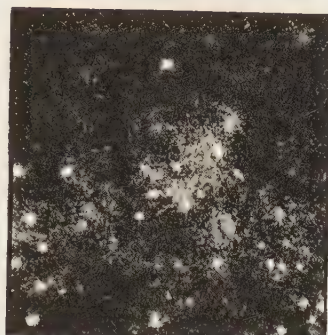
h Th



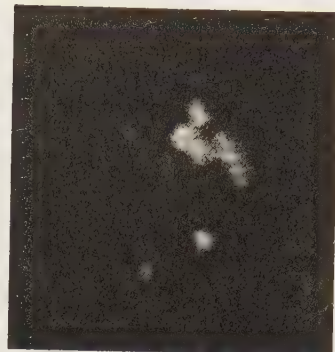
c Fe



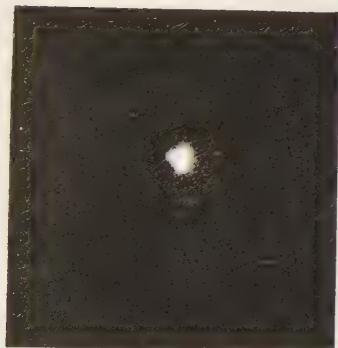
g Ca



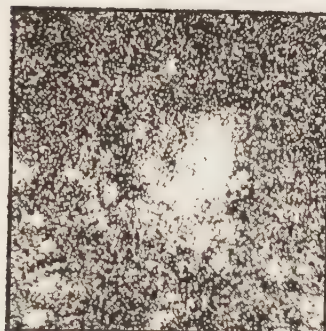
k C



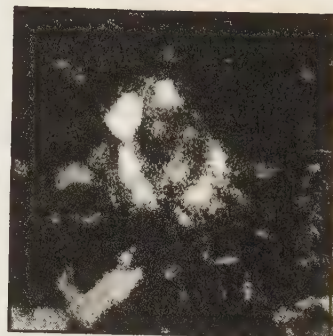
b U



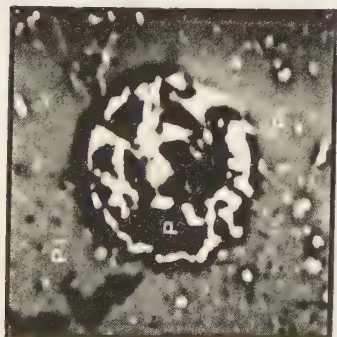
f P



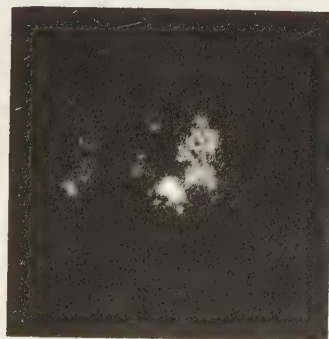
j K



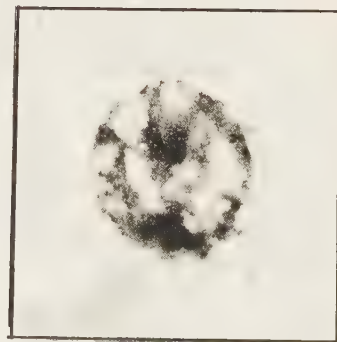
a



e Zr



i Si



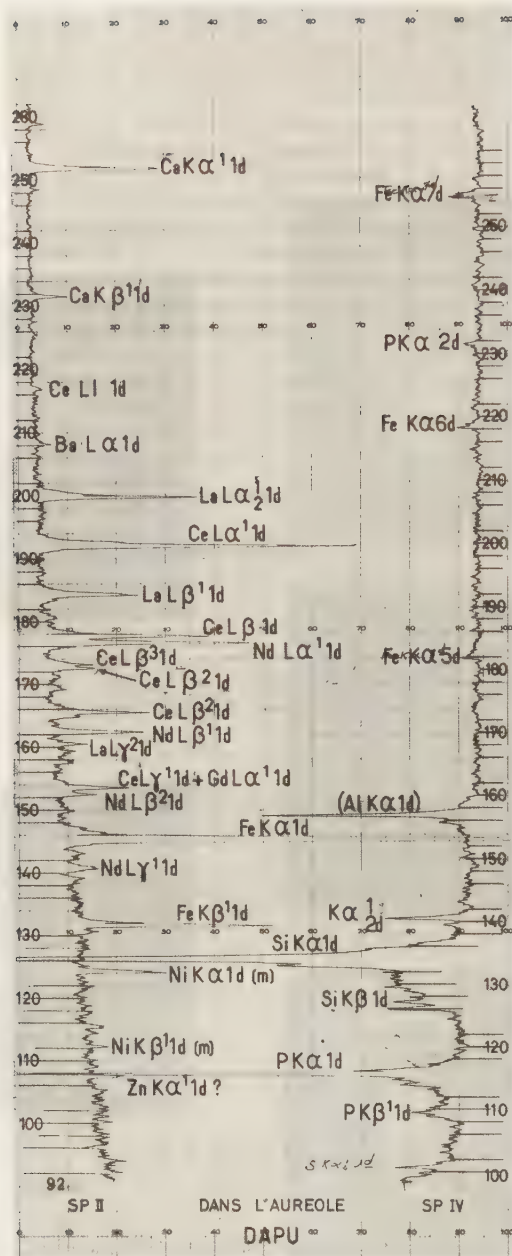


Figure 36 - Analyse qualitative à la microsonde électronique intéressant l'environnement auréolaire d'un cristal d'uraninite dans un plagioclase (spectrographes I et III). Granite à deux micas de la Marche Centrale - Le Vignaud - (lame polie n° 268)

- Le passage de la biotite intacte à l'auréole brune est marquée par une réduction des pics de K et Ti.
- Dans l'auréole décolorée, les pics de K et Zn disparaissent, ceux de Si, Al, Mg diminuent d'intensité de façon nette. Par contre, le titane est plus abondant, et des éléments apparaissent qui sont le calcium et le zirconium, que l'on retrouve à nouveau autour d'un cristal d'uraninite.

La présence de calcium et de zirconium s'explique par leur association avec l'uraninite.

Il paraît certain que la radioactivité a pour effet de déloger le potassium

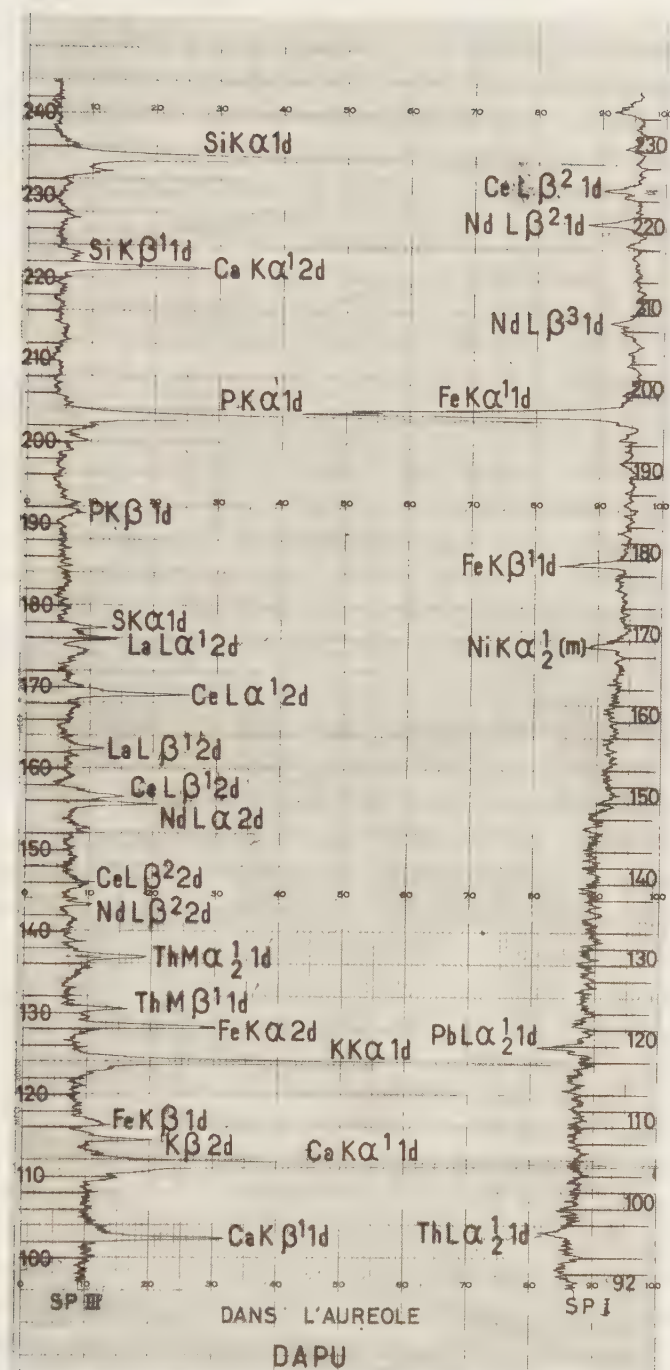


Figure 36 bis - Analyse qualitative à la microsonde électronique intéressant l'environnement auréolaire d'un cristal d'uraninite dans un plagioclase (spectrographes II et IV).

des sites qu'il occupe, ce déplacement du potassium étant sensible déjà dans l'auréole pléochroïque brune. Pour les autres éléments dont les pics diminuent dans la zone décolorée, il est plus difficile de se prononcer, car il apparaît en même temps des métaux qui sont les accompagnateurs de l'uraninite. Par sa position intercalaire entre les feuillets, le potassium paraît évidemment le plus facile à déplacer. En devenant interticiels, le potassium et éventuellement les autres atomes déplacés pourraient se recombinaison : dans ces auréoles décolorées, il apparaît parfois ce qui pourrait être des séricitites fines. D'autre part, cette décoloration prend souvent l'aspect d'une chloritisation que vient confirmer l'absence de potassium dans l'enregistrement effectué, dont il ressort également que le fer est en diminution, encore que cela n'ait pu être établi de façon certaine.

D - L'URANINITE DANS LA MUSCOVITE ET LE QUARTZ

Dans la muscovite et le quartz, les effets auréolaires, qu'ils soient dus à la radioactivité ou aux éléments associés à l'uraninite, sont beaucoup plus discrets.

Dans la muscovite, autour des cristaux d'uraninite, il est observé un changement dans la teinte de polarisation visible en lumière polarisée et allant dans le sens d'une décoloration (Pl. n° X, figure 4). Un enregistrement sur la muscovite, en dehors de l'auréole, a révélé la présence de Si, K, Al, Fe, Mg, Ti. Un enregistrement dans l'auréole a mis en évidence une diminution du potassium et une augmentation de fer. Le déplacement du potassium confirme ce que nous disions à propos de la biotite sur l'action de la radioactivité. Le fer supplémentaire paraît en relation avec l'uraninite, ce qui est confirmé par d'autres observations. Il nous a été donné de remarquer en effet autour de cristaux d'uraninite contenus dans la muscovite un mince liséré d'oxydes de fer, ceux-ci étant surtout très abondants dans les clivages en bordure du cristal d'uraninite (in "G. RANCHIN - 1968, planche I, figure 3"). Du soufre a été décelé dans ces oxydes à la microsonde.

Dans le quartz, les changements de teinte dues à la radioactivité sont presque insensibles. L'uraninite a parfois été trouvée associée à des phyllites, notamment lorsqu'elle est dans des fissures. Des fissures d'éclatement dues à la radioactivité prennent d'ailleurs naissance autour des cristaux d'uraninite inclus dans le quartz. Rappelons aussi que les corps crypto-cristallins formés d'un mélange d'oxyde d'uranium et d'oxyde de fer qui ont été décrits dans les fissures du quartz sont parfois associés à du phosphore et du zirconium.

IV - LES MINERAUX ET ELEMENTS ASSOCIES A L'URANINITE : LA MICROPARAGENESE

Un certain nombre d'éléments sont apparus dans l'environnement auréolaire des cristaux d'uraninite qui sont des accompagnateurs de ce minéral et constituent une véritable paragenèse. Ces éléments sont généralement inconnus dans le minéral-hôte, et la plupart d'entre eux ne sont pas entraînés facilement lors des phénomènes d'altération météorologique. Leur présence autour de l'uraninite date de la cristallisation même de ce minéral. Il est exclu par ailleurs qu'ils puissent provenir de l'altération de l'uraninite, car le volume qu'ils occupent et la quantité qu'ils représentent sont souvent supérieurs à ceux de l'uraninite.

Certains de ces éléments sont exprimés sous forme de minéraux reconnais-

sables. C'est le cas du fer et du soufre dans la pyrite. Le fer forme aussi des oxydes mal définis dans lesquels sont emballés la plupart des autres éléments. Parmi ceux-ci, le zirconium, le phosphore, le calcium, le thorium et des Terres Rares, dont les images se confondent plus ou moins et dont il est difficile de dire s'ils constituent des minéraux et dans l'affirmative de quels minéraux il s'agit.

Suivant l'ordre décroissant de l'intensité des raies, les Terres Rares qui ont été reconnues sont le cérium, le lanthane, le néodyme, d'est-à-dire des terres cériques, et dans un cas (figure 36 bis) le gadolinium, qui fait partie des terres yttriques, mais c'est l'élément de cette série dont le rayon est le plus élevé (tableau n° 53).

Le zinc apparaît aussi de manière systématique dans l'auréole ferrugineuse. Connaissant la mobilité de cet élément, on pourrait penser qu'il a été introduit secondairement : il serait possible en particulier dans le cas de cristaux d'uraninite situés au contact de biotites qu'il provienne de l'altération de celles-ci (Pl. n° XI). Mais il a été observé également dans les auréoles de cristaux qui n'étaient pas au contact de biotites (Pl. XIV, figure 36 bis) et dans des roches non altérées. On peut donc penser que le zinc est aussi primaire, d'autant plus qu'il se présente également avec une disposition auréolaire (Pl. XI).

Un certain nombre d'éléments apparaissent de façon occasionnelle : le magnésium, le manganèse, le baryum, dont il n'est pas sûr qu'ils entrent dans la composition de la gangue.

Il reste à envisager le problème de la séricite et des carbonates observés particulièrement dans les feldspaths. L'existence d'auréoles sériciteuses autour des cristaux d'uraninite était déjà un fait connu dans les pegmatites. Selon J. GEFFROY et J.A. SARCIA (1960), "l'uraninite automorphe observée dans ses occurrences françaises, remplace généralement un feldspath avec auréole réactionnelle de séricite". De très belles photographies d'uraninites automorphes avec leurs auréoles sont données dans l'ouvrage cité, avec notamment :

- une uraninite dans une aplite silicifiée, incluse dans un feldspath, avec une auréole de produits phylliteux comprenant de petites plages pyriteuses (environs de Marcillac-la-Crouzille - Corrèze) ;
- une uraninite dans une amande pegmatitique quartzo-feldspathique, cernée par une auréole où on observe de la séricite, de la pyrite, de la chalcoppyrite et du carbonate (dolomie).

Donc, la manière d'être de l'uraninite dans le granite est tout-à-fait comparable à ce qu'elle est dans les pegmatites. Dans les deux cas, elle s'entoure dans les feldspaths d'une auréole complexe où apparaissent des minéraux et des éléments de gangue, de la séricite, des carbonates.

La formation de la séricite est donc interprétée par J. GEFFROY et J.A. SARCIA comme un phénomène réactionnel consécutif à un remplacement du feldspath par l'uraninite. On pourrait penser également à une cristallisation postérieure que favoriserait la destruction du réseau autour de l'uraninite : le potassium pourrait être alors étranger à la paragenèse. Dans ce cas, la séricitisation ne serait pas liée à la cristallisation de l'uraninite. C'est un problème qu'il faut discuter.

Comme dans les biotites, la distance entre les faces du cristal d'uraninite et la limite extérieure de l'auréole développée dans les feldspaths est voisine de trente-cinq microns. Donc, c'est bien la radioactivité qui fixe l'extension de l'auréole, et plus préci-

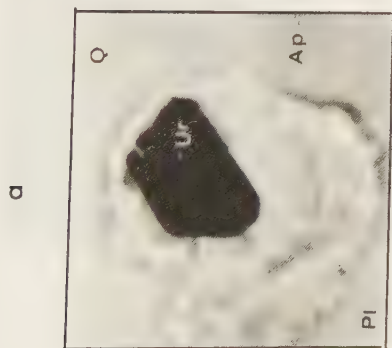
PLANCHE XIII

Uraninite associée à de la pyrite et à une gangue ferrugineuse dans un plagioclase. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde électronique. Granite à deux micas de Châteauponsac. Sondage CS 1 (Lame polie n° 96).

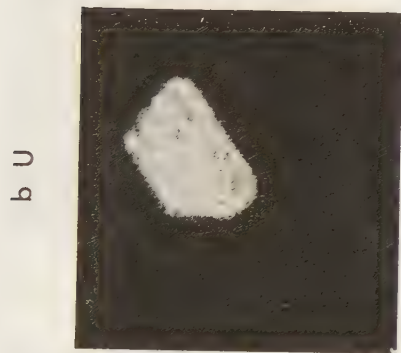
(a) Image électronique. Signal négatif. G x 485. p : pyrite ;
Pl : plagioclase.

(b) à (k) Images de la répartition des éléments obtenues par balayage à la microsonde électronique : uranium (b), fer (c), soufre (d), zirconium (e), phosphore (f), calcium (g), thorium (h), silicium (i), potassium (j), carbone (k), G x 485.

PLANCHE XIII



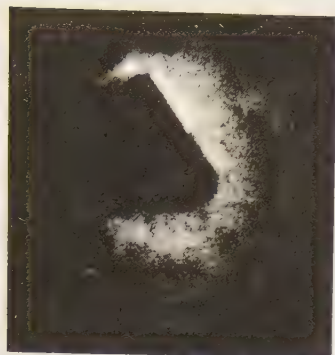
a



b U



c Pb



d Fe

100 μ

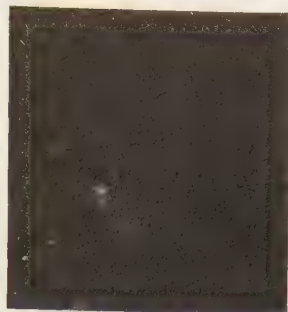
f P



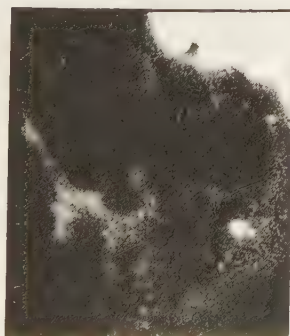
g La



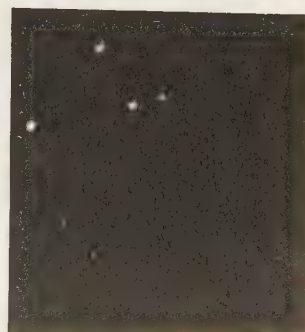
h Ce



e Ca



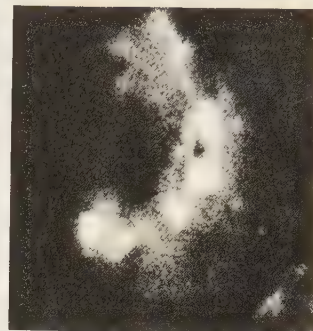
i S



j Si



k K



l Al



PLANCHE XIV

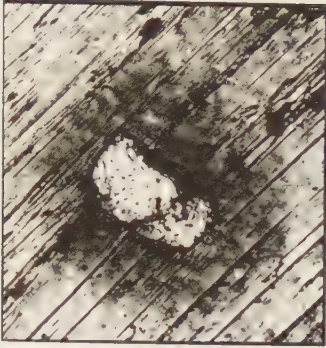
Cristal d'uraninite à la jonction de trois minéraux (plagioclase, quartz, apatite). Etude à la microsonde électronique de l'environnement auréolaire du cristal dans le plagioclase. Granite à deux micas de la Marche Centrale - Le Vignaud (Lame polie n° 268).

(a) Image électronique. Signal négatif. G x 690. Q : quartz ;
Pl. : plagioclase ; Ap : apatite.

(b) à (l) Images de la répartition des éléments obtenues à la microsonde électronique : uranium (b), plomb (c), fer (d), calcium (e), phosphore (f), lanthane (g), cérium (h), soufre (i), silicium (j), potassium (k), aluminium (l). G x 690.

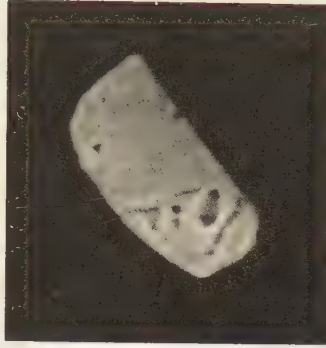
PLANCHE XIV

1 a



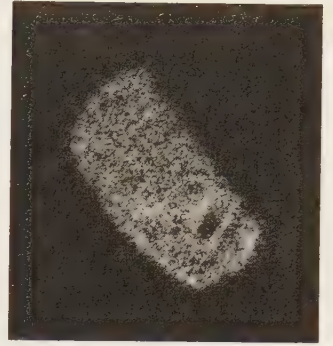
100 μ

1 b

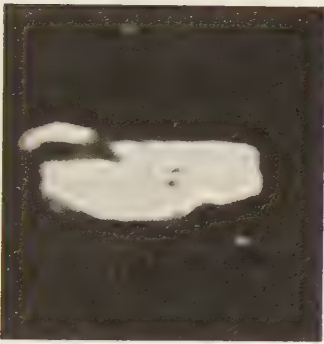


100 μ

1 c Th



2 a

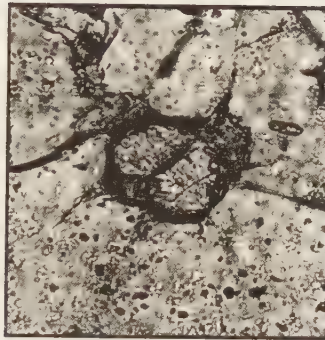


100 μ

2 b Th

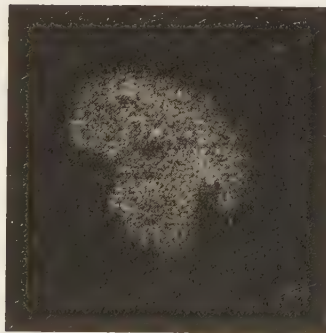


3 a



100 μ

3 b Th

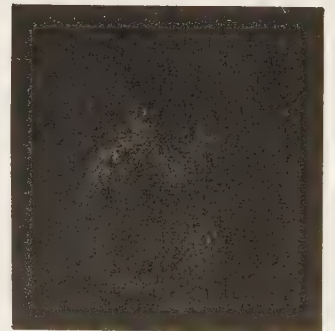


100 μ

4 a



4 b Th



sément, le radium C' qui émet les plus longs rayons alpha dans la famille de l'uranium. Lorsque la gangue ferrugineuse est peu épaisse, ou inexistante, la zone séréciteuse est très large ; au contraire, si la gangue est importante, la sérécite forme un liséré assez continu et mince qui se confond au microscope avec cette gangue. Cela a déjà été souligné. Mais dans ce dernier cas particulièrement, la disposition de la sérécite est telle qu'il est bien difficile de séparer sa formation de celle des autres éléments de la gangue. D'autre part, le potassium appartient logiquement à celle-ci. En accord avec J. GEFFROY et J.A. SARCIA, nous pensons donc que l'auréole séréciteuse résulte effectivement d'un phénomène réactionnel, lié à la présence de potassium dans la paragenèse de l'uraninite et ayant accompagné, tout en étant légèrement postérieur, la cristallisation de ce minéral : mais il ne se manifeste que dans la zone soumise à la radioactivité, l'action du rayonnement alpha ayant commencé dès cette cristallisation. C'est l'importance relative du potassium par rapport au fer et aux éléments associés qui a fixé l'ampleur de la sérécitisation. Le carbonate observé, probablement de la calcite, est aussi un élément de la gangue. Dans les analyses d'uraninite, il apparaît d'ailleurs parfois du gaz carbonique (C. FRONDEL - 1958), dont la présence au moment de la cristallisation de l'uraninite est intéressante à souligner.

La cristallisation de l'uraninite serait donc postérieure à la formation des feldspaths, ce qui est un nouvel argument pour la classer parmi les phénomènes deutériques. Mais cela n'implique pas nécessairement qu'il y ait eu remplacement. Autrement dit, et nous rejoignons là une nouvelle observation de P. ROUTHIER (1969), faite sur un plan plus général, il n'y a pas nécessairement introduction de matière. Mais dans le cas qui nous préoccupe, il faudrait alors, en l'absence d'un remplacement, expliquer le comportement différent des minéraux du granite vis-à-vis de la gangue de l'uraninite. La paragenèse, en dehors même des phénomènes réactionnels, est surtout développée dans les plagioclases, et, à un degré moindre, dans la biotite : ces minéraux sont, de toute évidence, meilleurs récepteurs des éléments de la gangue, peut-être parce qu'ils se prêtent le mieux en fait à un remplacement important. Au voisinage des filons uranifères, les phénomènes de remplacement sont surtout marqués dans les plagioclases qu'il s'agisse des oxydes d'uranium ou de l'hématite. De même, on ne comprendrait pas la répartition de l'uraninite dont 50 % des cristaux sont contenus par les micas, alors que la muscovite dans l'ordre de cristallisation apparaît souvent plus récente que la biotite.

Pour terminer, nous ferons quelques remarques sur la composition de la paragenèse. D'abord, il faut préciser qu'en dehors des éléments cités, elle peut en comporter d'autres en quantités notables. La microsonde utilisée ne permettait pas de déceler les éléments dont le nombre atomique est inférieur ou égal à 11. Parmi ceux-ci, le carbone a été recherché avec succès à l'aide d'un autre appareil, celui de l'Ecole des Mines de Paris. Mais il reste encore plusieurs éléments intéressants qui n'ont pu être recherchés : le sodium, le fluor, le bore, le béryllium, le lithium.

Certains des éléments de la paragenèse entrent communément dans la composition des uraninites extraites de pegmatites : le zirconium, le thorium, les Terres Rares (C. FRONDEL - 1958). L'analyse chimique des cristaux de ces granites une fois séparés permettrait certainement de les retrouver. On notera l'absence d'yttrium dans les auréoles, alors même que cet élément est souvent contenu en abondance dans les uraninites de pegmatites (ibid). Les éléments que nous venons de citer, avec le phosphore, sont connus pour être concentrés dans les pegmatites. Toutefois, une comparaison entre l'uraninite avec sa microparagenèse et les occurrences de minéraux radioactifs dans les pegmatites du Limousin

fait surtout apparaître des différences. L'uraninite n'a pas été signalée dans ces pegmatites, mais d'après J. GEFFROY (com. orale) le problème serait à reprendre et nous n'en parlerons donc pas. On y connaît des minéraux secondaires d'uranium (P. FITTE, J.A. SARCIA - 1961), et l'uraninite a pu être altérée. Parmi les minéraux signalés par ces auteurs qui peuvent contenir de l'uranium, du thorium ou des Terres Rares, il faut citer la tantalite, et, dans les pegmatites sodolithiques, le pyrochlore et le xénotime. Le zircon est également signalé. Mais dans l'ensemble, c'est une paragenèse à base de niobium et de tantale, ainsi que d'yttrium. Or, ces éléments sont inconnus dans l'auréole des cristaux d'uraninite.

Nous avons vu que dans le massif de St-Sylvestre, l'uranium, le thorium, le zirconium et les Terres Rares avaient des comportements parallèles. Il est tentant de faire un rapprochement avec l'association microscopique observée entre l'uraninite d'une part, le zirconium, le thorium et les Terres Rares de l'autre. Toutefois, il faut se garder de pousser trop loin la comparaison ; en effet, le sondage CS 1, dans le granite de Château-ponsac, a donné les plus faibles teneurs en ces éléments, alors que la microparagenèse de l'uraninite est dans ce granite particulièrement développée. Au contraire, elle est rare dans le granite de la Brame, où l'uraninite est souvent située dans les joints, alors que ce granite, dans le sondage CS 2, présente des teneurs en Terres Rares comparables à celles du granite des Brugeauds. Il ne faut pas perdre de vue en fin de compte que le minéral le plus important de thorium et de Terres Rares est la monazite.

CHAPITRE V

LES PRINCIPES CRISTALLOCHIMIQUES ET LA DIFFERENCIATION DES ELEMENTS EN TRACES - COMPORTEMENT DE L'URANIUM

I - CLASSIFICATION DES ELEMENTS EN TRACES

Une classification des éléments en traces peut se concevoir en fonction de plusieurs critères. Le premier auquel on pense généralement est le critère pondéral, dans la mesure où il est à la base même de la définition de l'élément en traces. Les éléments considérés comme des "traces" sont ceux dont la teneur moyenne dans l'écorce terrestre est inférieure à une valeur limite, fixée habituellement à 0,1 % (1 000 $\mu\text{g/g}$). Une classification strictement quantitative n'a, cependant, pas grande signification, car le critère pondéral peut ne présenter aucun lien avec la manière d'être de l'élément. Nous avons vu, en particulier, qu'il suffisait de quelques $\mu\text{g/g}$ d'uranium pour que cristallise l'uraninite, alors que la teneur d'un élément comme le rubidium atteint couramment plusieurs centaines de $\mu\text{g/g}$ sans qu'il forme une phase minérale indépendante.

On est conduit de la sorte à envisager la possibilité d'une classification basée sur le mode d'occurrence des éléments en traces dans les minéraux des roches. Une tentative dans ce sens a été faite par J. JEDWAB (1953) qui a établi une distinction entre "éléments cristallo-chimiques" et "éléments typochimiques". J. JEDWAB est parti de la constatation que la distribution des éléments en traces dans les minéraux n'était pas régie uniquement par les phénomènes d'isomorphisme, et les éléments dont la présence ne peut s'expliquer par l'isomorphisme sont qualifiés de typochimiques. Les définitions données par cet auteur sont les suivantes :

- Eléments typochimiques : leur apparition et leurs variations quantitatives sont caractéristiques des conditions de formation du minéral qui les contient et ils sont d'excellents indicateurs pour la recherche des minéralisations.
- Eléments cristallochimiques : leur présence dans les minéraux est généralement due à la similitude de leurs propriétés cristallochimiques avec un élément majeur et elle n'est pas caractéristique des conditions de formation du minéral. Ces éléments n'ont pas d'intérêt pratique pour l'étude des paragenèses.

Cette distinction comporte un double aspect positif : sur le plan théorique, elle est basée sur le fait que la répartition de tous les éléments en traces ne peut s'expliquer uniquement par les règles de l'isomorphisme, ce qui est juste : sur le plan pratique, elle peut avoir des applications intéressantes : un exemple est donné par J. JEDWAB qui nous touche particulièrement puisqu'il intéresse le filon de pegmatite de

la Chèze. Au contact de la pegmatite, les feldspaths du granite renferment 0,05 % de lithium, alors qu'à 700 mètres du filon ils n'en contiennent pas, ce qui est plus conforme à la distribution habituelle de cet élément associé cristallochimiquement aux micas.

Toutefois, la distinction introduite par J. JEDWAB ne peut conduire à une classification des éléments en traces. Comme le souligne l'auteur lui-même, un élément pourra être typoschimique dans un minéral et cristallochimique dans un autre. Mais il y a des objections plus importantes. Les variations purement cristallochimiques des éléments en traces ne peuvent être négligées, et elles sont tout aussi caractéristiques des conditions de formation des minéraux. L'apparition de l'épidote dans le granite relève bien uniquement d'un phénomène d'isomorphisme et il est évident que ce minéral est un excellent indicateur paragenétique. Il y a dans l'isomorphisme un aspect dynamique qui est lié directement aux conditions de cristallisation. Certains éléments ne deviendront typoschimiques que lorsqu'ils auront épuisé toutes les possibilités habituelles de substitution isomorphe. La difficulté dans le problème considéré réside en fait dans l'interprétation évolutive d'une distinction qui est souvent une réalité observée.

J. KUTINA (1957) a proposé une classification des éléments en traces basée uniquement sur le mode d'occurrence et dépourvue de toute interprétation génétique. Légèrement modifiée par D.M. SHAW (1964), cette classification est la suivante :

- 1°) Eléments situés à l'emplacement des atomes du réseau, et pouvant être ou non essentiels à la formule.
- 2°) Eléments adsorbés soit sur les surfaces, soit dans les imperfections structurales, soit dans les cavités du réseau.
- 3°) Eléments dus à une contamination par un minéral d'intercroissance, d'évolution ou d'altération, ou par des inclusions fluides.

Telle qu'elle se présente, cette classification recouvre toutes les manières d'être possibles d'un élément en traces dans un minéral. Mais on peut remarquer qu'un même élément se présentera couramment dans un minéral donné sous deux formes au moins parmi les trois principales : ainsi l'uranium dans les biotites peut être contenu dans les inclusions et être adsorbé dans les défauts structuraux du minéral hôte. Plus qu'une classification des éléments en traces, il s'agit en fait d'une énumération des possibilités offertes à un élément pour entrer dans un minéral.

Une classification véritable des éléments en traces doit tenir compte de l'aspect évolutif de leur comportement durant les phénomènes pétrogénétiques et par voie de conséquence des facteurs qui commandent ce comportement ; elle doit pouvoir recouper dans toute la mesure du possible les notions pondérales et le mode d'occurrence de ces éléments. Cette classification idéale n'est peut-être pas réalisable, mais nous pensons que la tentative de classement faite par L.V. TAUSON (1965) va dans le sens souhaité et fournit tout au moins une plate-forme correcte de discussion pour aborder l'étude des principes théoriques qui régissent la répartition des éléments en traces.

La classification de L.V. TAUSON

- les éléments dispersés ("dispersed elements"),
- les éléments constitutifs des minéraux accessoires ("accessory elements"),

- les éléments susceptibles de former des sulfures, des oxydes ... ("ore elements").

Le premier groupe est constitué par des éléments à caractère fortement lithophile dont les propriétés géochimiques et cristallochimiques sont comparables à celles des éléments majeurs qu'ils remplacent isomorphiquement dans les silicates. Les éléments les plus typiques de ce groupe sont, selon L.V. TAUSON, le lithium, le rubidium, le caesium, le béryllium, le strontium, le baryum, le scandium, le gallium et le germanium.

Le second groupe est représenté par les éléments qui constituent les minéraux accessoires. Les plus typiques sont les Terres Rares, l'yttrium, le zirconium, le hafnium, le thorium.

Les éléments du troisième groupe peuvent constituer des dépôts microscopiques formés de leurs minéraux naturels, être adsorbés à l'état atomique et moléculaire ou se présenter en position diadochique dans les minéraux principaux ou accessoires. Les représentants les plus caractéristiques de ce groupe sont le plomb, le zinc, le molybdène, le mercure, le cadmium, l'argent et l'indium, avec aussi l'étain et le tungstène.

Discussion et propositions

Cette classification repose essentiellement sur le mode de répartition des éléments en traces dans les roches éruptives, mais les distinctions adoptées impliquent également un type de comportement particulier dans les processus pétrogénétiques. L'aspect pondéral n'est pas négligé dans la mesure où les éléments qui forment des minéraux indépendants, même lorsque leur teneur est faible, sont contenus dans les groupes 2 ou 3.

Les éléments typiques du groupe 1 sont soit des métaux à fort potentiel d'ionisation (figure n° 37) qui remplacent le silicium dans les sites tétraédriques (Ge) ou l'aluminium en position tetra ou hexacoordonnée (Ga), soit au contraire des métaux électropositifs qui forment une liaison à caractère fortement ionique avec l'oxygène à l'extérieur des sites tétraédriques (Li, Rb, Cs, Ba, Sr). Le béryllium, à notre avis, n'est pas à sa place dans ce groupe : son rayon est voisin de celui du silicium, mais en raison de la différence de charge, l'entrée du béryllium dans les sites tétraédriques devrait être assez limitée. C'est certainement la raison pour laquelle le béryllium cristallise sous forme de beryl lorsque sa teneur est élevée, notamment dans les pegmatites. L.V. TAUSON place également dans le groupe 1 le thallium, et à un degré moindre, le nickel et le cobalt ; le classement de ces deux derniers éléments est conforme aux observations que nous avons pu faire dans le Nord-Limousin. Il nous paraît souhaitable d'ajouter également dans ce groupe, le chrome et le vanadium.

Les éléments du groupe 3 se caractérisent par le fait qu'ils peuvent apparaître sous différentes formes, et selon le cas, leur comportement dépendra plus ou moins des possibilités de substitution à certains éléments majeurs. C'est ainsi que dans le Limousin, le comportement du plomb, du zinc, du cuivre également qui doit être rangé dans le groupe 3 s'explique en partie par les règles de la substitution diadochique, et ils se rapprochent en cela des éléments du groupe 1. Par contre, la distribution générale de l'étain et du tungstène est déterminée par d'autres facteurs, de même que celle du niobium et du tantale placés par L.V. TAUSON dans le groupe 2 et qui sont mieux à leur place, à notre avis, dans le groupe 3.

A l'intérieur d'une province donnée, on est donc conduit à classer les éléments en fonction du rôle plus ou moins important joué par les règles de la substitution diado-

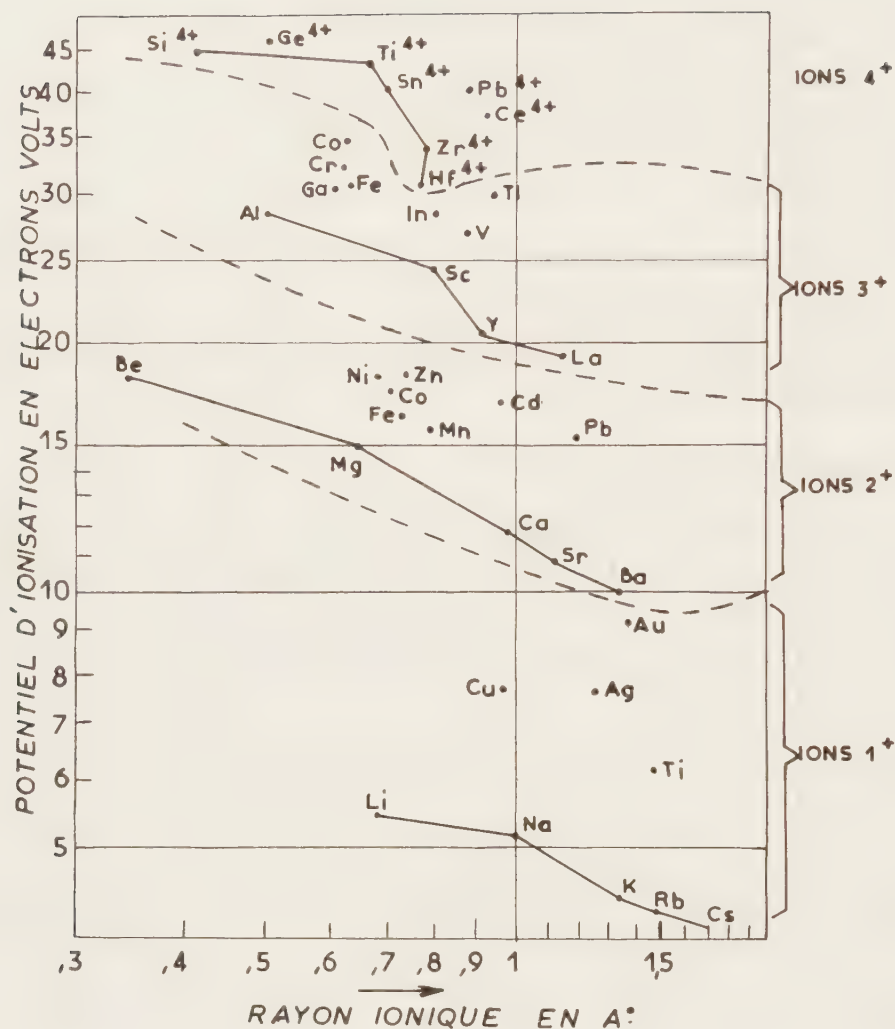


Figure 37 - Graphique bilogarithmique montrant la répartition des éléments en fonction du rayon ionique et du potentiel d'ionisation - Les éléments d'une même famille du tableau de Mendeleiev sont reliés par un trait plein (d'après LAFITTE - 1957).

chique dans leur comportement. Nous avons donc séparé en trois groupes principaux les éléments étudiés.

1°) Ceux qui disposent de larges possibilités de substitution diadochique dans les minéraux silicatés principaux et dont le comportement va dépendre des règles qui régissent les remplacements isomorphes : le lithium, le rubidium, le caesium, le baryum, le strontium, également le cobalt, le nickel, le chrome, le vanadium et à un degré moindre le plomb, le zinc, le cuivre.

2°) Ceux dont le comportement est dicté généralement par d'autres règles que celles des remplacements isomorphes,

- avec un premier sous-groupe d'éléments dont les possibilités de substitution diadochique dans les minéraux silicatés principaux sont pratiquement nulles et qui se séparent pour former les minéraux accessoires usuels du granite (Terres Rares, zirconium, thorium).

- avec un deuxième sous-groupe d'éléments disposant de certaines possibilités de substitutions diadochiques et qui se séparent sous forme de minéraux indépendants lorsque leur teneur est suffisamment élevée : dans le Limousin, un tel comportement est particulièrement typique de l'étain et de ses accompagnateurs, wolfram, niobium, tantale ; le béryllium et le bore entrent également dans cette catégorie.

Il est justifié de maintenir ces deux sous-groupes dans un groupe unique, car il y a des facteurs communs qui favorisent leur concentration. L'uranium entre, évidemment, dans ce groupe 2. Comme les éléments du premier sous-groupe, ses possibilités de substitution diadochique dans les silicates principaux sont pratiquement nulles, mais il n'est qu'un constituant mineur des minéraux accessoires usuels du granite. A de faibles concentrations, il cristallise sous forme d'uraninite, ce qui le rapproche des "ore elements" de L.V. TAUSON, et également du deuxième sous-groupe dans le groupe 2 de la classification proposée.

II - LES CONSEQUENCES DES REGLES DE LA SUBSTITUTION DIADOCHIQUE SUR L'EVOLUTION D'UN CERTAIN NOMBRE D'ELEMENTS EN TRACES

Comme D.M. SHAW (1964) l'a bien fait ressortir, l'isomorphisme comporte un double aspect : un aspect statique et un aspect dynamique.

1°) Du point de vue statique, les règles de l'isomorphisme régissent la distribution des éléments entre les différents minéraux d'une roche dans des conditions de température et de pression données. Les éléments en traces se substituant à des éléments majeurs donnent évidemment des minéraux avant les propriétés des solutions solides et non des cristaux mixtes. Il ne s'agit pas à proprement parler d'une substitution mais de l'entrée d'éléments en traces dans les sites structuraux occupés en majorité par des éléments majeurs. Cette entrée est conditionnée en premier lieu par les paramètres cristallographiques des éléments. Depuis les travaux de V.M. GOLDSCHMIDT (1937) qui avait mis en évidence le rôle du rayon et de la charge, l'accent a été mis principalement sur la nature de la liaison chimique exprimée soit par le potentiel d'ionisation (L.H. AHRENS - 1952), soit par l'électronégativité (A.E. RINGWOOD), ainsi que sur la contribution de chaque ion à l'énergie réticulaire exprimée par les coefficients énergétiques EK de A.F. FERSMAN (J. JEDWAB - 1951 ; F. LEUTWEIN et K. DOERFFEL - 1956).

D'autres facteurs interviennent, notamment la structure même des minéraux qui joue un rôle déterminant dans le partage d'un élément en traces entre deux minéraux où il est susceptible de remplacer le même élément majeur. Comme exemple particulièrement intéressant dans la géochimie des granites à deux micas, on peut citer le cas du rubidium. Cet élément s'accumule dans les biotites de préférence aux feldspaths potassiques car, son rayon ionique étant légèrement plus élevé que celui du potassium, il entre de préférence

dans les sites à coordinance 12 alors que dans les feldspaths potassiques le potassium est à coordinance 8-9. Des considérations analogues peuvent être faites à propos du caesium dont le rayon ionique est encore plus élevé que celui du rubidium. De nombreux exemples pourraient être donnés qui traduisent l'influence de la structure : en règle générale, les éléments qui entrent le plus facilement dans un site sont ceux qui réalisent les assemblages les plus compacts ("packing" des auteurs anglo-saxons), et de ce fait un ion de petite taille ne pourra pas nécessairement postuler à un site de rayon effectif plus grand.

La formation des solutions solides est conditionnée par les exigences cristallo-chimiques et elle est contrôlée par les règles de la thermodynamique. La thermodynamique des substitutions diadochiques d'éléments en traces a fait l'objet d'une étude très complète de W. Mc INTIRE (1963) et cet aspect a également été abordé par D.M. SHAW (1964). Lorsqu'un cristal croît à partir d'une solution liquide ou d'un bain fondu, à condition que l'équilibre soit maintenu entre les phase liquide et l'intérieur du cristal, c'est-à-dire que les potentiels chimiques des composants soient égaux à tous moments dans les deux phases, la distribution d'un élément en traces entre celles-ci obéit à la loi de NERNST-BERTHELOT. Autrement dit, le rapport entre la concentration de l'élément en traces dans le solide et sa concentration dans le liquide est une constante qui dépend de la température et de la pression, mais non de la concentration de l'élément. Une formulation de cette loi plus adaptée aux éléments en traces a été introduite par HENDERSON et TRACEK (1927) (in W. Mc INTIRE - 1963). Si Tr représente un élément en traces qui se substitue à un élément majeur Cr, $(\frac{Tr}{Cr})_s$ et $(\frac{Tr}{Cr})_c$ respectivement le degré de substitution de l'élément en traces à l'élément majeur dans la solution et le cristal, on a :

$$(\frac{Tr}{Cr})_s / (\frac{Tr}{Cr})_c = D$$

Le coefficient de partage D dépend de la température et de la pression, mais il est également affecté par des changements notables dans la composition des deux phases.

C'est en fonction des lois de NERNST-BERTHELOT et HENDERSON-TRACEK que nous avons pu expliquer les variations de concentration de certains éléments en traces dans les biotites et les orthoses des deux zones principales du granite à deux micas de St-Sylvestre. Nous avons vu que les teneurs en baryum, en strontium et en plomb des biotites et des orthoses variaient parallèlement à leur concentration dans la roche totale de même d'ailleurs que les rapports Ba/K et Sr/K (tableaux n°s 25, 26 et 27). Le coefficient de partage D du baryum apparaît aussi plus faible dans la zone de sodification caractérisée par des rapports Ba/K en diminution, sans doute parce que les variations relatives de ces rapports sont plus accentuées au niveau des minéraux étudiés qu'à celui de la roche totale. Par ailleurs, un changement dans le rapport entre le degré de substitution du potassium par le baryum dans l'orthose d'une part et dans la biotite de l'autre ne paraît pas impossible. Ces modifications du coefficient de partage D et du facteur de distribution du baryum entre ces deux phases minérales sont en relation avec les modalités de la variation du rapport Ba/K dans les minéraux qui dépend des conditions de température et de pression ; nous touchons là déjà en fait à l'aspect dynamique de l'isomorphisme et au rôle essentiel qu'il joue dans la distribution des éléments en traces lors de la différenciation.

2°) De ce point de vue dynamique, l'isomorphisme influe sur plusieurs aspects de la différenciation des éléments en traces. Il est bien évident tout d'abord que lorsque les

	r	e	I	I ¹	I ²	I ³	I ⁴
B ³⁺	0,23	2,0	13,00	8,30	25,25	37,92	
Be ²⁺	0,35	1,5	5,71	9,32	18,21		
Si ⁴⁺	0,42	1,8	9,52	8,15	16,34	33,50	45,10
Al ³⁺	0,51	1,5	5,88	5,98	18,82	28,40	
Ga ³⁺	0,62	1,5	4,84	6,00	20,51	30,70	
Cr ³⁺	0,63	1,6	4,76	6,76	16,49	31,0	
Fe ³⁺	0,64	1,8	4,69	7,87	16,18	30,60	
Mg ²⁺	0,66	1,2	3,03	7,64	15,03		
Li ⁺	0,68	0,95	1,47	5,39			
Ti ⁴⁺	0,68	1,6	5,88	6,82	13,57	27,50	43,20
Ta ⁵⁺	0,68	1,7	7,35	7,88	16,20		
Nb ⁵⁺	0,69	1,7	7,25	6,88	14,30	25,0	) 38,30(I ⁴)) 50(I ⁵)
Ni ²⁺	0,69	1,8	2,90	7,63	18,15		
W ⁴⁺	0,70	1,6	5,71	7,10	16,15	27,10	46,40
Sn ⁴⁺	0,71	1,8	5,63	7,34	14,63	30,49	40,70
Co ²⁺	0,72	1,7	2,78	7,86	17,05		
Cu ²⁺	0,72	2,0	2,78	7,72	20,29		
V ³⁺	0,74	1,4	4,05	6,74	14,65	29,30	
Zn ²⁺	0,74	1,5	2,70	9,39	17,96		
Fe ²⁺	0,75	1,65	2,67	7,87	16,18		
Zr ⁴⁺	0,79	1,5	5,06	6,84	13,13	23,0	34,3
Mn ²⁺	0,80	1,4	2,50	7,43	15,63		
Sc ³⁺	0,81	1,3	3,70	6,54	12,80	24,80	
Ce ³⁺	1,07	1,1	2,80	6,54			
Na ⁺	0,97	0,9	1,03	5,14			
Ca ²⁺	0,99	1,0	2,02	6,11	11,87		
La ³⁺	1,14	1,1	2,63	5,61	11,43	19,17	
Sr ²⁺	1,18	1,0	1,69	5,69	11,03		
Pb ²⁺	1,20	1,60	1,67	7,42	15,03		
K ⁺	1,33	0,80	0,75	4,33			
Ba ²⁺	1,34	1,49	0,90	5,21	10,00		
Rb ⁺	1,47	0,80	0,68	4,18			
Cs ⁺	1,67	0,75	0,59	3,89			

Tableau n° 55 — Rayons ioniques, électronégativités, potentiels ioniques et potentiels d'ionisation d'une partie des éléments en traces étudiés et des principaux éléments majeurs (d'après TAYLOR - 1965).

conditions thermodynamiques sont favorables à la cristallisation de certaines phases minérales, les éléments en traces possédant des propriétés cristallochimiques comparables à celles des éléments majeurs qui définissent ces phases se concentrent dans les roches concernées. On parle alors de cohérence géochimique entre les éléments majeurs et les éléments en traces intéressés.

C'est en fonction de ce principe que l'on peut expliquer l'enrichissement en strontium, cobalt, nickel, chrome et vanadium des granites à biotite calco-alcalins et surtout de leurs variétés granodioritiques comparativement aux granites à deux micas ou même par rapport aux termes très acides des granites à biotite comme le faciès-type du granite de la Brame. Le comportement de ces éléments est commandé par la similitude de la plupart des propriétés cristallochimiques (rayon ionique, charge, électronégativité ou potentiel d'ionisation) existant entre Ca^{2+} et Sr^{2+} , entre Fe^{3+} , Cr^{3+} et V^{3+} , entre Fe^{2+} , Mg^{2+} , Co^{2+} et Ni^{2+} . L'enrichissement des granodiorites en cuivre, zinc et plomb s'explique peut-être également en partie par la similitude de certaines des propriétés géochimiques (charge, rayon ionique) de Fe^{2+} , Cu^{2+} et Zn^{2+} , ainsi que de Ca^{2+} et Pb^{2+} . Mais il faut prendre garde que ces trois éléments en traces forment une liaison O-métal plus covalente et qu'ils ont la possibilité de se séparer sous forme de sulfures ("ore elements"). La forte teneur en rubidium des granites à deux micas, généralement plus potassiques que les granites à biotite, provient du fait que K^+ et Rb^+ ont des rayons ioniques voisins, la même électronégativité et un potentiel d'ionisation presque égal.

Les règles de la substitution diadochique influent sur la distribution respective d'éléments à propriétés voisines lors de la différenciation : c'est le second aspect très important de l'isomorphisme dynamique, celui aussi qui a fait l'objet du plus grand nombre de travaux depuis l'énoncé des célèbres principes de camouflage, capture et admission formulés par GOLDSCHMIDT et basés sur l'aspect énergétique des substitutions diadochiques considéré d'après la loi de COULOMB en fonction de la charge et du rayon. L'influence d'autres facteurs a été reconnue, mais ces principes restent essentiels pour la compréhension du comportement des éléments en traces.

Nous citerons d'abord, l'exemple du lithium dans les granites à deux micas. Cet élément occupe les sites du magnésium dans les biotites ; le rapport Li/Mg augmente avec la différenciation dans les zones de sodification car Mg^{2+} est admis en priorité en raison de sa charge qui est plus élevée et malgré le caractère plus covalent de sa liaison avec l'oxygène. D'après la loi de COULOMB, son entrée est plus avantageuse au point de vue énergétique : c'est le principe d'admission de GOLDSCHMIDT. De même, le rapport K/Ba augmente nécessairement avec l'acidité dans les granites à biotite ainsi que dans les granites à deux micas où ce phénomène a été mis en évidence dans les minéraux et au niveau de la roche totale (tableau n° 56). L'entrée de Ba^{2+} dans les feldspaths potassiques et la biotite est plus avantageuse en raison de sa charge que celle de l'élément majeur K^+ associé (principe de capture de V.M. GOLDSCHMIDT). Des remarques analogues peuvent être faites à propos du rapport K/Sr dans les biotites et les feldspaths potassiques (tableau n° 27). Des relations combinées Sr-Ca et Sr-K dans les minéraux, il résulte que le rapport Ba/Sr augmente avec l'acidité dans la roche aussi bien dans les granites à biotite (figure 6 b) que dans les granites à deux micas (tableau n° 56). C'est d'ailleurs le cas également dans les feldspaths potassiques du granite à deux micas de St-Sylvestre (tableau n° 27), où Sr^{2+} serait incorporé préférentiellement à Ba^{2+} dont le rayon ionique est plus grand. Remarquons cependant que K.S. HEIER et S.R. TAYLOR (1959) ont conclu à un ordre

Acidité
Sodifi-
cation

	K %	Ba (μ g/g)	Sr (μ g/g)	Rb (μ g/g)	Ba/K $\times 100$	Sr/K $\times 1000$	Ba/Sr	K/Rb	Rb/Ba
BS 1	5,59	330	40	540	0,59	0,71	8,2	103	1,6
BS 4	5,63	300	53	490	0,53	0,94	5,7	115	1,6
ES 3	4,87	165	15	700	0,34	0,31	11,0	70	4,2
ES 2	4,76	250	25	800	0,52	0,52	10,0	60	3,2
ES 1	4,60	180	15	900	0,39	0,32	12,0	51	5,0

Tableau n° 56 - Variations réciproques du potassium, du baryum, du strontium et du rubidium en fonction de la sodification et de l'acidité dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.

d'entrée inverse de ces éléments dans les feldspaths de pegmatites.

C'est en vertu du principe de camouflage de V.M. GOLDSCHMIDT qu'il faut interpréter l'augmentation très spectaculaire du rapport Rb/K dans les granites à deux micas en fonction de l'acidité, le rayon ionique de K^+ étant légèrement moins élevé que celui de Rb^+ . Le rapport Rb/K et bien sûr le rapport Rb/Ba dont les variations ont nécessairement plus d'ampleur sont généralement considérés comme les meilleurs critères de différenciation dans les roches acides et les pegmatites.

Plusieurs auteurs ont accordé un rôle essentiel à la nature de la liaison oxygène-métal dans l'interprétation des phénomènes d'isomorphisme dynamique. Dans les silicates, à l'extérieur des sites tétraédriques, il a été démontré que cette liaison était de nature essentiellement ionique (L.V. TAUSON - 1965). A.E. RINGWOOD (1955 a) a établi que dans le cas de composés binaires à structure identique, il y avait une corrélation inverse entre la température de fusion et le degré de covalence de la liaison métal-anion. On peut donc penser que les éléments isomorphes seront d'autant plus facilement incorporés à la structure que leur liaison avec l'oxygène aura un caractère ionique plus poussé et sera donc plus stable. A.E. RINGWOOD en a conclu que les règles de V.M. GOLDSCHMIDT étaient applicables seulement si l'électronégativité des éléments isomorphes ne présentait pas de différence trop marquée ; dans le cas contraire, c'est l'élément dont l'électronégativité est la plus faible qui serait incorporé le premier. Comme l'a souligné D.M. SHAW (1964), cette formulation est trop générale, et il y a de nombreux cas où la règle de A.E. RINGWOOD ne s'applique pas. Il arrive bien plus souvent que l'électronégativité ne devienne la propriété déterminante que lorsque la charge et le rayon de deux éléments sont identiques. Dans certains cas, il est préférable de se baser sur le potentiel d'ionisation dont l'utilisation a été préconisée par L.H. AHRENS (1952) plutôt que sur l'électronégativité. Les coefficients énergétiques EK de A.F. FERSMAN sont également susceptibles d'une interprétation dynamique, et J. JEDWAB (1951) a formulé la règle suivante : de deux ions isomorphes, différents par leurs EK, c'est l'ion à EK le plus grand qui entrera le plus facilement dans un réseau. Les termes de haute température seront enrichis en ions d'EK plus élevé. Rappelons d'ailleurs que les EK sont liés au potentiel d'ionisation par la formule $I = \frac{256}{23} EK$ (A.F. FERSMAN - 1937). L'introduction des EK n'apporte rien d'essentiel en fait dans la géochimie des traces par rapport aux paramètres cristallogéniques habituels : au contraire, l'électronégativité et le potentiel d'ionisation permettent une

prévision plus sûre de la température de fusion des composés isomorphes (D.M. SHAW - 1964, p. 181).

Le comportement respectif du cuivre, du fer et du zinc dans le granite à deux micas de St-Sylvestre peut être expliqué en fonction du caractère de la liaison que forment ces éléments avec l'oxygène. Les ions Cu^{2+} , Zn^{2+} et Fe^{2+} ont pratiquement le même rayon ionique, avec même une dimension un peu plus forte pour Fe^{2+} , et pourtant les rapports Zn/Fe et Cu/Fe augmentent nettement dans les biotites de la zone Est acide et sodifiée, et, par voie de conséquence, dans la roche. Etant donné que le potentiel d'ionisation I^2 du fer est inférieur à celui du zinc et du cuivre, il est admis que le fer forme une liaison moins covalente avec l'oxygène, ce qui pourrait expliquer son entrée dans les structures des micas préférentiellement à Cu^{2+} et Zn^{2+} avec une baisse des rapports Cu/Fe et Zn/Fe dans les phases minérales de plus haute température de la zone Ouest. L'augmentation de la teneur en zinc observée dans le granite porphyroïde de la Souterraine, granite acide à biotite, la stabilisation de ce même élément constatée dans les granites à deux micas malgré leur évolution et l'enrichissement en cuivre qui se manifeste dans le granite à deux micas de St-Sylvestre durant cette même évolution, vont à l'encontre de la cohérence géochimique générale qui existe entre le cuivre, le zinc et le fer. Il est certain que la différence d'électronégativité intervient et modifie le sens de variation respectif de ces éléments uniquement dans les conditions thermodynamiques de cristallisation particulières à ces roches. Mais cela n'est peut-être pas suffisant pour expliquer l'enrichissement en zinc constaté dans le granite de la Souterraine, d'autant plus que d'autres éléments à potentiel ionique élevé sont également concernés. On peut penser que la fraction du zinc qui n'a pu être incorporée dans les structures est restée dans la phase fluide et se trouve concentrée dans ce granite. Une séparation sous forme de dépôts submicroscopiques de sulfures ou de métal natif selon les idées émises par L.V. TAUSON (1965) avec un entraînement ultérieur par la phase fluide peut également être envisagée.

Un enrichissement en tantale a été observé dans la zone de sodification du granite à deux micas de St-Sylvestre. On admet généralement que cet élément entre avec le niobium et l'étain dans les sites du titane à l'intérieur des biotites. Le rapport Ta/Ti augmente dans la zone de sodification plus acide : or, Ta^{5+} et Ti^{4+} ont le même rayon, mais l'électronégativité du premier est plus élevée, ce qui expliquerait la variation observée. Un raisonnement analogue peut être fait pour le niobium. Quant à l'augmentation du rapport Sn/Ti dans les zones acides, elle est favorisée à la fois par les dimensions plus grandes et par l'électronégativité plus forte de l'ion Sn^{4+} par rapport à Ti^{4+} . Ces facteurs de répulsion diadochique freineraient considérablement l'entrée de l'étain, du niobium et du tantale dans la biotite de telle sorte qu'ils arrivent à une concentration suffisante pour précipiter à l'état d'oxydes, notamment dans les pegmatites. Nous verrons cependant que l'on doit tenir compte également d'autres facteurs pour interpréter le comportement de ces éléments.

Aucune des règles précédentes n'a d'applications universelles car certains des paramètres cristallochimiques sur lesquels elles reposent, et notamment le rayon ionique et l'électronégativité, ne sont pas des constantes pour un élément donné, mais dépendent en particulier de l'environnement structural. L. PAULING (1949) a montré que les distances interioniques variaient en fonction de la structure du cristal et du rapport entre les dimensions du cation et de l'anion. D'autre part, lorsque la liaison métal-oxygène est partiellement covalente, la densité électronique ne devient pas nulle entre les atomes.

Les volumes respectifs occupés par les cations et l'anion sont modifiés comme l'a montré P. LAFITTE (1959) à propos de la liaison silice-oxygène. Il y a polarisation de l'anion et du cation. La liaison entre la silice et l'oxygène à l'intérieur des sites tétraédriques est d'ailleurs extrêmement complexe, et elle présente un degré de covalence plus ou moins marqué suivant le type de silicate. H. RAMBERG (1952) a montré que la polarisation augmentait depuis les orthosilicates jusqu'aux tectosilicates avec le degré de polymérisation des tétraèdres. Elle diminue au contraire avec le remplacement de Si par Al. D'un autre côté, la polymérisation influe sur la nature de la liaison oxygène-métal extérieure au tétraèdre, et les atomes d'oxygène qui forment une liaison fortement covalente avec Si auront tendance au contraire à construire des liaisons extérieures à caractère ionique et à se lier avec des métaux électropositifs. H. RAMBERG explique ainsi la concentration des alcalins dans les feldspaths et celle du fer et du magnésium dans les orthosilicates et les silicates en chaîne (olivine, pyroxène).

Une des conséquences des travaux de H. RAMBERG est que le fer, étant moins électropositif que le magnésium, devrait s'accumuler de préférence à celui-ci dans les structures à plus faible polarisation, et notamment lorsque le degré de substitution de Si par Al augmente. Si on suit toujours ce raisonnement, comme l'a fait G. de VORE (1955), le fer devrait être suivi dans les minéraux ferro-magnésiens par les éléments à forte polarisation, Ti, Zn, Cu, Co, Cr, Ni. Or, ce même auteur a constaté le phénomène contraire pour ces quatre derniers éléments, qui, dans les hornblendes des séries métamorphiques, se concentreraient dans les termes riches en silice et en magnésium et pauvres en aluminium correspondant aux faciès de température élevée. G. de VORE constate que le comportement de ces éléments ne peut être expliqué ni par la règle de H. RAMBERG, ni par celle de V.M. GOLDSCHMIDT, et il en conclut qu'ils ont été fixés par adsorption. Il est un fait que, même si on se base sur l'électronégativité, le cuivre, le cobalt, le chrome et le nickel devraient accompagner le fer et non le magnésium. On remarquera cependant que le cuivre peut se séparer sous forme de sulfures, et que d'autres facteurs peuvent intervenir pour les trois autres éléments dont le comportement, selon A.E. RINGWOOD (1955 b), serait fortement influencé par le rapport Si + Al/O. La démonstration de G. de VORE demanderait à être étayée par d'autres exemples. D'un autre côté, on peut remarquer que les biotites de la zone de sodification dans le granite à deux micas de St-Sylvestre présentent un rapport Fe/Mg plus fort sans qu'apparemment le degré de substitution de Al à Si dans les sites tétraédriques soit plus élevé (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Le comportement du cuivre et du zinc s'explique normalement en fonction du principe de A.E. RINGWOOD. L'augmentation du rapport Fe/Mg est liée à une température de cristallisation plus faible, et c'est de toute évidence le phénomène majeur.

Les conclusions de G. de VORE sont que l'adsorption est le principal facteur régissant "la distribution et le fractionnement des éléments en traces dans les roches". On peut penser cependant avec W. Mc INTIRE (1963) que s'il en était ainsi l'application à la solution des problèmes géologiques de la distribution des éléments en traces serait particulièrement complexe sinon impossible. Or c'est le contraire qui est constaté.

L'étude à la microsonde électronique de la localisation des éléments en traces a conduit J. GONI (1966) à attribuer également un rôle essentiel à l'adsorption dans la fixation des éléments en traces. En effet, cet auteur a mis en évidence des accumulations d'éléments en traces dans les discontinuités physiques des réseaux et dans les interfaces cristallines où ils sont généralement associés à du fer et parfois à du manganèse. Ces

éléments se caractérisent en outre par une très grande mobilité géochimique et ils sont facilement entraînés par lessivage, surtout par les acides organiques (chélation). Enfin, ils ne sont pas exprimés sous forme de minéraux. Parmi les éléments ainsi retenus par des phénomènes sorptifs dans le champ micro-fissural, ceux qui reviennent le plus fréquemment dans les descriptions de J. GONI sont le baryum, le caesium, le chrome, le cobalt, le cuivre, le nickel, le plomb, le vanadium, le zinc, le tungstène. Partant du fait bien établi que les minéraux ferro-magnésiens et notamment la biotite renferment davantage d'éléments en traces que les autres minéraux, J. GONI note que "ce sont plutôt les défauts des cristaux, surtout ceux des surfaces, et moins leur structure et leur composition chimique qui régissent l'accumulation des impuretés".

A ces conclusions, on peut faire l'objection déjà formulée à propos des travaux de N. Mc INTIRE sur le rôle des éléments en traces dans les processus géologiques. Mais, il y a par ailleurs des faits d'observation qu'il faut tenter d'expliquer. L'expérience acquise sur l'uranium montre que les mécanismes d'adsorption régissent pour l'essentiel la fixation de cet élément lors des processus d'altération secondaires et notamment supergènes, mais ils n'ont qu'un rôle limité dans la fixation de l'uranium primaire. On peut donc penser que les accumulations fissurales d'éléments en traces mises en évidence par J. GONI sont pour une part le résultat de remaniements d'origine supergène ou d'origine hydrothermale et d'âge indéterminé. Il faut remarquer cependant que certains des éléments cités, le cuivre, le plomb, le zinc, appartiennent au groupe des "ore elements" de L.V. TAUSON. Ils peuvent se séparer effectivement sous forme de métaux, ou à l'état de sulfures, les premiers étant adsorbés et les deux susceptibles d'être entraînés et concentrés plus facilement dans les remaniements ultérieurs. Les propriétés de ces éléments sont ici favorables à l'intervention des mécanismes d'adsorption dans les phases des cristallisations primaires. Deux autres remarques peuvent être faites. Etant donné la limite de sensibilité de la microsonde électronique ($600 \mu\text{g/g}$ dans les conditions les plus favorables), beaucoup d'éléments en substitution diadochique à répartition sensiblement homogène ne pourront être décelés. C'est le cas notamment de l'uranium dans les zircons ou les monazites. D'autre part, comme l'a souligné D.M. SHAW (1964), l'accumulation préférentielle des éléments en traces dans les micas s'explique d'abord par la structure de ces minéraux qui comporte plusieurs types de coordination cationique, avec aussi des vides, et qui sont de ce fait fortement récepteurs d'éléments de toutes tailles et de toutes charges.

En résumé, les travaux de J. GONI confirment que l'adsorption a joué un rôle dans la fixation de certains éléments lors des phases de cristallisation primaire. Toutefois, il ne semble pas que le mécanisme en soi de l'adsorption ait pu influencer sur la différenciation des éléments en traces. Le comportement des éléments adsorbés durant l'évolution granitique était dicté d'une manière générale par leurs propriétés cristallogéniques et l'interaction de celles-ci avec les structures cristallines.

Conclusions sur l'aspect dynamique des substitutions diadochiques

L'isomorphisme dynamique est souvent discuté en fonction du concept de la cristallisation fractionnée. Cela ne nous apparaît pas comme une nécessité. Ce qui est évident par contre c'est que la composition de la roche est déterminée par la composition des phases minérales, elle-même sous la dépendance des conditions thermodynamiques de cristallisation. Le raisonnement doit de ce fait toujours être conduit à partir des minéraux

pour remonter jusqu'à la composition de la roche. Les variations du degré de substitution des éléments en traces aux éléments majeurs, et par voie de conséquence la différenciation des éléments en traces qui en eux-mêmes ne sont pas essentiels pour la définition des principales phases minérales silicatées, sont dues à l'influence des facteurs thermodynamiques sur les conditions de la stabilité des liaisons considérées sous l'aspect du mécanisme et du bilan énergétique. C'est de cette manière que doit être comprise l'interaction des phénomènes thermodynamiques et cristallochimiques. Mieux que toutes les raisons généralement invoquées, cela permet de comprendre pourquoi les paramètres cristallochimiques généralement employés pour prévoir le comportement des éléments ne sont pas susceptibles d'une application universelle, car les exigences et les tolérances des substitutions diadochiques varient en fonction des conditions de cristallisation.

III - COMPORTEMENT DES ELEMENTS SUSCEPTIBLES DE FORMER DES MINERAUX SEPARES

Rappelons tout d'abord les données analytiques qui ont été recueillies sur l'évolution des éléments principalement concernés, c'est-à-dire :

- d'une part, le zirconium, les Terres Rares de la série du lanthane et le thorium, éléments constitutifs des minéraux accessoires ;
- d'autre part, les éléments du groupe de l'étain, l'étain lui-même, le wolfram, le niobium et le tantale ; à ce groupe s'ajoutent le béryllium et le bore.

Le zirconium et le thorium diminuent avec l'acidité dans le granite de Guéret. Cette évolution se poursuit dans le granite de la Brame depuis les termes de convergence avec le granite de Guéret jusqu'aux faciès les plus leucocrates, les Terres Rares ayant un comportement analogue. La teneur de ces éléments se stabilise, avec même une augmentation pour le thorium lorsqu'on passe au granite à deux micas de St-Sylvestre. Des teneurs élevées en thorium ont été observées dans la zone Ouest de ce granite (entre 30 et 24 $\mu\text{g/g}$, contre 23 à 16 $\mu\text{g/g}$ dans le granite de Guéret). L'étain, le béryllium, le bore n'évoluent guère dans les granites à biotite où leurs teneurs demeurent très faibles ; le granite porphyroïde de la Souterraine fait exception à la règle avec un enrichissement net en béryllium et en bore. Ces éléments, avec le niobium et le tantale, sont fortement concentrés dans les granites à deux micas dont c'est une des caractéristiques chimiques essentielles.

Lors de l'évolution des granites à deux micas, le zirconium, le thorium et les Terres Rares diminuent avec la sodification et l'acidité ; au contraire, les éléments du groupe de l'étain augmentent. Comme points commun à tous ces éléments, il y a la stabilisation ou l'enrichissement observé lors du passage du granite de la Brame aux granites à deux micas de St-Sylvestre et les occurrences minéralisées pegmatitiques ou quartzeuses qu'ils forment dans ce granite. Leur comportement illustre un autre aspect de la discontinuité évolutive observée entre les granites à biotite et les granites à deux micas particulièrement dans le massif de St-Sylvestre.

Le phosphore est le principal élément majeur entrant dans la constitution des minéraux accessoires. Sa teneur ne varie guère dans le granite de Guéret (entre 0,22 et 0,32 %) et elle est plus faible dans le granite à biotite d'Aureil (0,12 %) ; dans les granites alcalins (granite de la Brame, granite à deux micas de St-Sylvestre), sa teneur varie entre

0,35 et 0,40 %.

Les ions correspondant aux éléments considérés ont comme caractéristique commune une forte charge (Th^{4+} , TR^{3+} , Zr^{4+} , Sn^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , V^{6+} , B^{3+} , P^{5+}), à l'exception du béryllium (Be^{2+}). De plus, les rayons d'éléments tels que le thorium, le zirconium, les Terres Rares, sont largement supérieurs à ceux des éléments majeurs à charge comparable (Ti^{4+} , Si^{4+} , Al^{3+}). Les possibilités d'entrer dans les structures silicatées des minéraux principaux sont donc limitées et pratiquement nulles pour les derniers éléments considérés (Zr, TR, Th).

A - L'ÉTAIN ET SES ACCOMPAGNATEURS DANS LE GRANITE (Sn, Nb, Ta, W, Be, B)

Ces cations ont un potentiel ionique élevé. Dans les magmas, ils vont donc selon la théorie développée par A.E. RINGWOOD (1955 b) s'entourer d'anions oxygènes déjà disposés en groupes tétraédriques : ces groupes peuvent être considérés comme des complexes car ils ont tendance à conserver leur individualité durant le processus de cristallisation. Ce sont les "network formers" d'A.E. RINGWOOD, le plus typique étant Si^{4+} . Ces complexes sont d'ailleurs plus ou moins stables et certains se dissocient pour donner des ions libres.

Selon A.E. RINGWOOD, le comportement des complexes est régi par trois règles qui fixent leur aptitude à remplacer les tétraèdres SiO_4^{-4} ou à cristalliser sous forme de phases séparées :

- Les complexes qui ne sont pas du type tétraédrique MO_4 , comme CO_3^{-2} , BO_3^{-3} se concentreront dans les fractions résiduelles jusqu'à ce que leurs concentrations soient suffisantes pour qu'ils précipitent comme minéraux primaires.
- Plus grande sera la charge du cation central, plus faible sera la tendance à entrer dans les sites tétraédriques, car la charge totale du complexe devient plus petite : c'est le cas pour PO_4^{-3} , TaO_4^{-3} , NbO_4^{-3} , WO_4^{-2} , MoO_4^{-2} qui vont s'accumuler dans les fractions résiduelles.
- Plus grande sera la dimension du cation central, plus faible également sera la tendance à entrer dans les sites tétraédriques ; c'est le cas notamment pour SnO_4^{-4} et ZrO_4^{-4} .

Quel que soit le processus envisagé, que ces éléments demeurent à l'état de cations libres ou se séparent sous forme de complexes comme l'envisage A.E. RINGWOOD, toutes les conditions sont réunies pour que, d'une part, l'étain et ses accompagnateurs (Nb, Ta, W) se concentrent dans les roches riches en éléments volatils que sont les granites à deux micas, et que, d'autre part, à l'intérieur de ceux-ci, ils restent associés à la phase fluide jusqu'à ce que leur concentration soit suffisante pour leur permettre de cristalliser sous forme de minéraux indépendants dans les filons pegmatitiques ou quartzeux. Dans le granite même, comme nous l'avons vu, les variations de l'étain, du niobium et du tantale peuvent être expliquées dans l'état actuel des connaissances par des considérations diadochiques, mais les possibilités de substitution dans les minéraux sont très limitées : en tout état de cause, des recherches seraient nécessaires pour déceler les formes exactes sous lesquelles se présentent ces éléments dans le granite. Dans les conditions considérées, le bore qui a une grande affinité pour le fluor et les anions hydroxydes OH devrait se séparer sous forme de complexes BF_4^- et B(OH)_4^{-1} jusqu'à ce que sa concentration soit

suffisante pour que des cristaux de tourmaline puissent se former. Le cas du béryllium n'est pas clair. En raison de son potentiel ionique, il est probable qu'il existe à l'état de complexes ; A.E. RINGWOOD et A.A. BEUS (1956) ont opté pour la coordinance 4 et la formation de $(\text{BeO}_4)^{-6}$ qui, en principe, compte tenu de sa charge, devrait être accepté facilement dans les sites tétraédriques. Or, c'est le contraire qui est observé, et le béryllium cristallise de manière indépendante sous forme de béryl dans les pegmatites lorsque sa teneur devient notable. La raison généralement invoquée est que le remplacement de $(\text{SiO}_4)^{-4}$ par $(\text{BeO}_4)^{-6}$ doit être compensé par l'introduction de cations à forte charge (Ti^{4+} , Zr^{4+} , Nb^{5+} , Terres Rares) ou d'anions tels que F^- ou OH^- : dans le cas contraire, les complexes $(\text{BeO}_4)^{-6}$ conserveraient leur individualité (A.A. BEUS - 1956 ; J.G. GANEEV - 1961). L'entrée en plus grand nombre des ions Nb^{5+} et Ta^{5+} dans les biotites des zones de sodification explique peut-être l'enrichissement en béryllium de ces zones où les teneurs demeurent apparemment trop faibles pour que le béryl puisse cristalliser. On peut admettre en tout état de cause que le remplacement de Si^{4+} par Be^{2+} en sera facilité, même si celui-ci s'est séparé sous forme d'un complexe du type BeO_3^{-4} , hypothèse émise par D.M. SHAW (1964), ce qui expliquerait mieux le comportement de cet élément.

B - LES ELEMENTS DES MINERAUX ACCESSOIRES (Zr, TR, Th)

Seuls seront discutés les résultats analytiques absolument sûrs.

La diminution du thorium et du zirconium avec l'acidité est une certitude dans le granite de Guéret, bien qu'elle aille à l'encontre des idées généralement admises à propos du comportement de ces éléments dans l'évolution granitique. Ce comportement est pourtant conforme à la stabilité du lien ionique $\text{Zr}^{+4} - \text{O}$ ou $\text{Th}^{+4} - \text{O}$ évalué d'après le point de fusion des oxydes ou l'électronégativité (tableau n° 57). Le caractère électropositif des Terres Rares est encore plus marqué. La géochimie de celles-ci est conditionnée par leur affinité pour le phosphore tout au moins dans les roches acides. Le thorium entre en plus grande abondance dans la monazite comparativement au zircon, car le rayon de Th^{4+} est voisin de celui des Terres Rares et largement supérieur à celui de Zr^{4+} (tableau n° 57). La nature de la liaison chimique peut constituer de même une explication à l'appauvrissement en zirconium, thorium et Terres Rares constaté à l'intérieur des granites à deux micas en fonction de l'acidité et de la sodification.

L'aptitude de ces éléments à se concentrer dans les pegmatites dans certains granites et à ne pas rester disséminés entièrement sous forme de minéraux accessoires est un fait connu. C'est certainement le cas pour le granite à deux micas de St-Sylvestre. Il ne semble pas que ce soit toujours lié à une teneur fondamentale plus forte, si on considère par exemple les teneurs respectives en zirconium des granites à biotite et des granites à deux micas. Le fait est ordinairement attribué à la richesse en éléments volatils. A.E. RINGWOOD (1955 b) a développé une théorie séduisante selon laquelle les éléments tels que (OH) et F^- pourraient en accroissant la polymérisation des complexes formés par P, Zr, Th, etc ..., augmenter leur stabilité et retarder la cristallisation des minéraux accessoires qui se concentreraient alors dans les pegmatites. Une augmentation du facteur acidité/alcalinité aurait l'effet contraire, ce qui est une autre explication possible à l'appauvrissement en zirconium, en Terres Rares et en thorium constaté dans la zone orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre où ce facteur est en augmentation.

	Tf	Z	r	e	i	I ¹	I ²	I ³	I ⁴
ThO ₂	3 050°	Th ⁴⁺	1,02	1,4	3,92	5,70			
ZrO ₂	2 690°	Zr ⁴⁺	0,79	1,5	5,06	6,84	13,13	22,98	34,33
CeO ₂	2 600°	Ce ⁴⁺	0,94	1,1	4,26	6,54			
UO ₂	2 176°	U ⁴⁺	0,97	1,4	4,12				
		La ³⁺	1,14	1,1	2,63	5,61	11,43	19,17	
		Ce ³⁺	1,07	1,1	2,80	6,54			

Tableau n° 57 - Températures de fusion des oxydes, rayon ionique, électronégativité, potentiel ionique et potentiels d'ionisation du thorium, du zirconium, du cérium et de l'uranium (Ces oxydes ont une structure du type fluorine, mais ZrO₂ est monoclinique au-dessous de 1 000° C) (d'après S.R. TAYLOR - 1965).

Les facteurs invoqués pour expliquer la concentration dans les pegmatites de ce groupe d'éléments devraient s'appliquer, toutes proportions gardées, à l'enrichissement en thorium observé tout au moins dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre par rapport aux faciès leucocrates des granites à biotite, et de manière plus générale à la stabilisation des teneurs en Th, Zr, TR dans cette zone qui s'oppose à l'évolution constatée dans les granites à biotite.

IV - COMPORTEMENT DE L'URANIUM

La géochimie de l'uranium est également dominée par l'aptitude de cet élément à former des minéraux indépendants à de très faibles concentrations. Dans les granites limousins, les variations notables de la teneur en uranium sont dues pour l'essentiel à une abondance plus ou moins marquée de l'uraninite. L'uranium diffère en cela du thorium, surtout concentré dans les minéraux accessoires transparents, principalement la monazite. Les différences dans la répartition de ces éléments s'accompagnent également de divergences dans le comportement. Alors que le thorium diminue avec l'acidité dans les granites à biotite, l'uranium demeure stable ou même augmente au niveau des faciès porphyroïdes (cas du granite de Guéret) ou dans les zones de passage aux granites à deux micas (cas du granite de la Brame). Dans les granites à deux micas, il n'y a pas un parallélisme strict entre le comportement des deux éléments : en particulier des facteurs comme la chloritisation, la silicification, qui favorisent un enrichissement local en uranium primaire dans la zone Est du granite à deux micas de St-Sylvestre n'ont manifestement aucun effet vis à vis du thorium. D'autres divergences ont été constatées.

Ces différences entre l'uranium et le thorium, qu'il s'agisse du mode de répartition ou de leurs variations respectives en fonction de l'évolution granitique, trouvent difficilement leur explication dans les propriétés cristallogéniques de l'uranium et du

thorium tétravalents. Celles-ci ont été revues par W.H. ZACHARIASEN (1954) (in "J.A.S. ADAMS et al. - 1959") qui est arrivé aux conclusions suivantes : il n'y a pas de différence dans la configuration électronique des couches externes de U^{4+} et Th^{4+} , le nombre de coordination par rapport à l'oxygène est identique et égal à 8, enfin le rayon ionique du U^{4+} est très peu différent de celui de Th^{4+} , et seulement plus petit de quelques %. L'ion Th^{4+} a un caractère électropositif un peu plus marqué, mais cela ne paraît pas suffisant pour expliquer les phénomènes observés. Par contre, il est une propriété fondamentale qui différencie les atomes d'uranium et de thorium, l'existence dans la sous-couche f de la couche O (5 f) de deux électrons supplémentaires dans le cas de l'uranium. Ces deux électrons peuvent devenir des électrons de valence en complément des quatre électrons externes ce qui confère à l'uranium une valence VI qui existe en solution aqueuse sous forme d'ions uranyle UO_2^{2+} .

Pour expliquer certaines variations du rapport Th/U, des auteurs comme J.P. WHITFIELD et al. (1959) ou P. RAGLAND (1961) ont ainsi évoqué la possibilité d'une oxydation de U^{4+} en UO_2^{2+} , dont le comportement se dissocierait alors de celui du thorium par suite d'une plus grande solubilité supposée de l'ion uranyle par rapport à l'uranium et au thorium tétravalents dans la phase volatile. Dans les cas étudiés par ces auteurs, il s'agit d'expliquer une perte hypothétique d'uranium par entraînement dans la phase volatile, mais en règle générale, le phénomène majeur auquel on s'attache est la concentration d'uranium dans les roches riches en éléments volatils. Ce phénomène a été observé notamment par V.I. BARANOV et DU LIEH T'IEH (1961) dans les granites du massif de Kyzyltau (Kazakhstan) où les teneurs en fluorine et en uranium varient de façon parallèle et où d'une manière plus générale, la migration et la fixation de l'uranium sont contrôlées par les éléments volatils. C'est également une conclusion que l'on peut tirer indirectement de nos études sur les granites du Limousin, et qui peut s'appuyer sur plusieurs constatations

- D'une manière générale, l'enrichissement en uranium constaté dans les granites à deux micas dont le seul caractère chimique analytique véritablement distinctif par rapport aux granites à biotite est leur richesse en certains éléments en traces, parmi lesquels les éléments volatils dont le rôle nous est apparu déterminant dans l'apparition de la muscovite primaire.

- Dans les zones de passage progressif aux granites à deux micas, la liaison spatiale indubitable entre d'une part les concentrations d'uraninite entraînant une élévation locale de la teneur et d'autre part un accroissement des phénomènes de muscovitisation deutérique ; dans les granites à deux micas, l'enrichissement local en uranium primaire accompagnant des phénomènes d'altération secondaire deutérique qui se manifestent par la chloritisation et la séricitisation des biotites et des silicifications. Le lien qui apparaît ainsi entre certaines transformations autométamorphiques qui font nécessairement intervenir la phase fluide et la répartition de l'uraninite est assez net pour que la cristallisation de celle-ci nous apparaisse comme un phénomène deutérique simplement sur la base des faits d'observation. Cette hypothèse est en accord avec l'habitus des cristaux et la présence de pyrite, de carbonates, de séricite dans leur environnement auréolaire.

A côté des divergences soulignées dans le comportement respectif de l'uranium et du thorium, leur évolution se confond parfois : on note un égal enrichissement dans les zones de granites à deux micas riches en pegmatites. D'autre part, dans l'environnement

auréolaire des cristaux d'uraninite, des quantités notables de thorium sont observées associées au zirconium et aux Terres Rares. Mais les divergences sont par ailleurs trop importantes pour que l'on puisse admettre que le comportement de l'uranium est dicté uniquement par sa tendance à se séparer sous forme d'ions U^{4+} . Le passage de l'uranium à l'état oxydé a effectivement un effet déterminant, compte tenu surtout de l'aptitude bien connue des ions uranyle à former des complexes avec des anions tels que CO_3^{--} et F^{--} . Le rôle de ces complexes a cependant surtout été évoqué à propos des dépôts hydrothermaux (G. NAUMOV - 1961) et leurs conditions de stabilité aux températures et aux pressions plus élevées sont inconnues. D'autre part, l'ion U^{4+} est lui-même susceptible de former des complexes avec ces mêmes anions (ibid), et le rôle d'un phosphate d'uranium tétravalent identifié par C.F. BAES a été évoqué pour expliquer les variations du rapport Th/U (in "J.A.S. ADAMS et al. 1959"). Il est toutefois admissible que l'aptitude particulière des ions uranyle à former des complexes de préférence à U^{4+} et Th^{4+} joue un rôle essentiel dans le comportement de l'uranium.

Certains auteurs, et notamment P. SAVITCH et St-PAVLOVITCH (1954) ont expliqué la séparation de l'uranium et du thorium dans les dépôts pneumatolytiques-hydrothermaux par la formation d'halogénures volatils et gazeux d'uranium. Comme G. NAUMOV (1961) l'a remarqué, la séparation de ces éléments ne peut s'expliquer par la différence de volatilité des halogénures de U^{4+} et Th qui est peu important : au contraire, les combinaisons halogénées de l'uranium VI, et notamment l'exafluorure d'uranium (UF_6) sont excessivement volatiles.

Les résultats obtenus sur les variations de l'uranium à l'intérieur des granites à deux micas sont encore trop peu nombreux pour faire l'objet d'une interprétation théorique. Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, l'uranium diminue avec la sodification, résultat qui ne paraît pas confirmé par l'étude du granite de la Marche et surtout par celle de Blond. Mais il faut tenir compte que ces granites ont une composition chimique d'ensemble différente, et par ailleurs la zonalité pétrographique et géochimique liée à un gradient thermodynamique est surtout marquée dans le cas du granite de St-Sylvestre.

Dans l'ensemble le comportement de l'uranium paraît bien dicté par son aptitude à former des complexes, opinion déjà répandue à propos d'autres éléments métalliques. Cette aptitude est liée à la teneur en éléments volatils et la nature même du complexe dépend probablement de la composition chimique d'ensemble de la roche, compte tenu des relations encore floues qui apparaissent dans les granites à deux micas entre l'uranium, la composition en alcalins, et l'activité de ceux-ci lors des réactions deutériques : ainsi, la teneur élevée en uranium du granite de la Marche n'est peut-être pas sans rapport avec certaines des caractéristiques de ce granite, notamment la microclinisation fissurale. On sait, en effet, que selon A.A. BEUS (1964) la stabilité des complexes d'éléments métalliques est liée en particulier aux changements d'alcalinité. D'autre part, la formation d'uraninite après la décomposition des complexes nécessite également des conditions réductrices si l'uranium était à l'état hexavalent. Ce facteur pourrait avoir une grande importance sur la localisation de l'uraninite et expliquer son association fréquente avec la pyrite.

CHAPITRE VI

LES ASPECTS METALLOGENIQUES

DES ETUDES GEOCHIMIQUES

Ce chapitre ne doit être considéré en aucune manière comme une étude métallogénique de l'uranium, ce qui n'est ni le but de l'ouvrage ni la spécialité de l'auteur. Après un bref rappel des caractères généraux des gisements d'uranium intragranitique français que l'on s'est efforcé par des recherches bibliographiques de replacer dans le cadre européen, nous avons voulu simplement tirer les conséquences des études géochimiques d'une part quant aux caractéristiques de la roche-support, d'autre part vis à vis du problème de la formation des gîtes, cela compte tenu des théories en présence et d'un certain nombre de travaux effectués à une date récente.

I - CARACTERES GENERAUX DES FILONS URANIFERES INTRAGRANITIQUES FRANCAIS

comparés aux caractères de l'ensemble des filons de pechblende européens :
mode de liaison avec les roches granitiques, évolution des paragenèses, âge relatif des intrusions et des dépôts associés, conditions de température et de pression lors de la formation des filons (données bibliographiques).

L'étroite liaison topographique qui existe entre les gisements d'uranium de l'Ouest du Massif-Central et de Vendée et les granites à deux micas a été soulignée par J.A. SARCIA et al. (1958). De manière plus précise, les ensembles granitiques marqués par une évolution progressive depuis un granite à biotite jusqu'à un granite à deux micas sont les plus favorables. C'est le cas pour l'ensemble Brame-Sylvestre, et la même remarque peut s'appliquer au batholite de Mortagne en Vendée si on se réfère à la description de A. GERSTNER et al. (1962). En ce qui concerne la province uranifère de l'Est du Massif Central, les gisements d'uranium sont encaissés dans des granites à biotite, mais il a été établi que ceux du Morvan (Grury, Chateau Chinon) se placent dans les zones de différenciation acide et potassique comportant de nombreux filons aplitiques et pegmatitiques (H.G. CARRAT - 1969 a). Les gisements d'uranium français présentent ainsi une caractéristique commune : la liaison topographique avec des ensembles granitiques très différenciés.

Sur la base d'un faisceau d'observations effectuées dans l'ensemble des districts uranifères français, M. MOREAU et al. (1966) ont défini avec précision les caractéristiques essentielles des corps granitiques susceptibles d'être minéralisés, autrement dit "fertiles",

pour reprendre une expression de ces auteurs. Les gisements d'uranium sont associés à des granites à plagioclase acides dans des zones hétérogènes comprenant des passées de granite à grain fin à un ou deux micas et riches en schizolites acides (quartz, pegmatites, aplites) ou basiques (lamprophyres, minettes). Ces hétérogénéités apparaissent en fait comme les témoins de l'évolution qui caractérise ces ensembles. Les mêmes auteurs notent que les faciès de granite les plus superficiels, ceux en particulier qui comportent des microgranites aphanitiques de couverture ou des rhyolites, et, à l'opposé, les granites équigranulaires à tendance anatexique ne sont pas minéralisés. Le passage aux structures microgrenues marque d'ailleurs plutôt à notre avis le toit du batholite qu'un niveau de profondeur absolue. Une autre caractéristique essentielle des granites fertiles est leur teneur en uranium qui est supérieure au clarke de cet élément dans les roches granitiques (4 à 5 $\mu\text{g/g}$). Enfin, tous les granites minéralisés sont carbonifères et contemporains de l'orogénèse tardi-hercynienne.

En ce qui concerne maintenant la localisation des gisements dans les zones fertiles, elle obéit à des facteurs structuraux bien déterminés (M. MOREAU et al. - *ibid*). Les gisements sont situés dans "les zones les plus fortement cataclasées et affectées par une fracturation de détente et de cisaillement, à proximité des compressions génératrices de mylonites". Ces mylonites se placent à la suture de compartiments distincts, évoluant respectivement en horst et en graben, et les gisements en amont dans les zones de détente.

En se basant principalement sur les caractéristiques de la paragenèse et la disposition générale des minéralisations autour des massifs granitiques, J. GEFFROY et J.A. SARCIA (1958) ont distingué trois types principaux de gisements uranifères associés aux massifs granitiques :

- Le type proprement uranifère, dont les districts du Limousin et de Vendée sont les meilleurs exemples. On remarquera que si dans le Limousin tous les filons de pechblende sont au coeur du granite, certains gîtes de Vendée sont situés dans les bordures du massif. Des minéralisations en wolfram et étain sont généralement associées aux massifs uranifères, souvent en position péribatholitique.
- Le type décrit classiquement comme mésothermal à nickel-cobalt bismuth-argent-uranium, bien représenté en Europe Centrale, avec notamment le district de l'Erzgebirge. Les filons uranifères sont extragranitiques, encaissés dans les séries métamorphiques, et ils succèdent en s'éloignant des massifs aux filons stannio-wolframifères. Les minéralisations sont alors réparties suivant une disposition zonale péribatholitique classique.
- Le type fluoré, avec comme meilleur exemple le gîte de Bauzot dans le Morvan ; ce type représenterait un terme de passage entre les deux précédents. Il est à remarquer que les filons de pechblende fluorée paraissent localisés dans des districts où l'on connaît par ailleurs des gîtes de fluorine comme le Morvan.

Plus récemment, J. GEFFROY (1964) a montré que les différents types de gisements uranifères n'étaient pas répartis de façon quelconque dans la chaîne hercynienne. En effet, dans le schéma général qu'a donné J. AUBOUIN (1961) de la "cordillère de l'Europe Moyenne", les filons à pechblende seule apparaissent le long de l'axe moldanubien, le type à Ni-Co-Bi-Ag-U se situe dans la zone interne saxo-thuringienne ; entre ces deux types se placent les gîtes fluorés.

Les zones encore plus éloignées de l'axe de symétrie centrifuge du "bicouple

hercynien" qui sont aussi les plus riches en plomb et en zinc renferment peu d'uranium filonien. La succession métallogénique est un des aspects de la polarité géosynclinale au demeurant incontestable. J. GEFFROY a rattaché la succession des paragenèses uranifères à un autre aspect de cette polarité, celui de l'activité granitique. L'axe moldanubien correspond effectivement à la zone de granitisation maximum, où les granites, à caractère fréquemment migmatitique ou syntectonique envahissent les séries métamorphiques. En s'éloignant de l'axe, dans la zone saxo-thuringienne, l'activité granitique se réduit à des massifs plus petits, à bords circonscrits, recoupant des séries peu métamorphiques ou même des formations du Primaire non métamorphique, avec une auréole de contact nette (Cornouailles, Erzgebirge). Encore qu'elle puisse donner lieu à des interprétations diverses, l'évolution paragenétique dans les gisements d'uranium en rapport avec la polarité géosynclinale paraît bien démontrée.

Par comparaison avec les travaux des auteurs soviétiques, notamment ceux de G. NAUMOV (1961), il semble bien en fait que le type à uranium seul qui regroupe la plupart des gîtes français illustre les caractéristiques essentielles et les plus répandues des gîtes filoniens de pechblende. Les associations paragenétiques observées dans les gisements français (J.A. SARCIA et al. - 1958) correspondent assez bien avec la liste des minéraux les plus fréquemment rencontrés dans les gisements soviétiques (J. NAUMOV - 1961). Les gangues les plus répandues dans les deux cas sont le quartz, la fluorine, la calcite. On note également une commune irrégularité dans la nature des sulfures expliquée le plus souvent dans les gîtes soviétiques par le remaniement de minéralisations sulfurées plus anciennes. En France, la galène et la chalcoppyrite sont rares dans le Limousin ; par contre, la chalcoppyrite est associée à la pechblende dans le Forez où il existe par ailleurs un gîte de cuivre (Charrier), et la galène y est assez bien représentée. La galène a été rencontrée également dans des filons uranifères bretons près desquels il existe des filons plombifères (J. GEFFROY - 1964). En France et en Union Soviétique, la pyrite et la marcassite sont communément associés à la pechblende. La formation d'hématite connexe du dépôt de la pechblende, conséquence probable de réactions chimiques d'oxydo-réduction, est typique de tous les gisements d'uranium filonien. Avec l'absence de thorium dans les minerais uranifères, c'est un des arguments qui permettent de penser que l'uranium a été transporté à l'état exavalent.

Parmi les facteurs importants qui favorisent la précipitation de l'uranium en abaissant le potentiel d'oxydo-réduction des solutions, l'influence des roches basiques a été reconnue dans les gisements d'Union Soviétique. (G. NAUMOV - *ibid*). De même, dans le Limousin, les concentrations se produisent souvent dans les fractures au contact des lamprophyres. Il ne saurait être question uniquement de compétence tectonique. L'effet topochimique de concentration est en effet important au voisinage de lamprophyres et nul au contact des filons de microgranite (Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU - 1969). Les contacts granite-schiste jouent un rôle analogue dans certains gisements de Vendée (M. MOREAU et al. - 1966).

Dans le Limousin, près d'un tiers de ressources uranifères sont contenues dans des roches vacuolaires sans quartz connues sous le nom d'épisyénites. On ne sait encore si ces roches se sont formées dans tous les cas aux dépens du granite ou de faciès syénitiques (Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU - 1969), mais il apparaît bien probable qu'elles résultent d'un phénomène d'altération connexe du dépôt de la pechblende. Nous n'entrerons pas dans le détail de la description de ces roches dont il existe au moins deux

variétés, l'une étant reconnue minéralisée. Il s'y attache des néoformations de chlorite, de quartz vermiculé, de fluorine (ibid), d'albite (J. et J.A. SARCIA - 1962), d'orthose adulaire (J. LEROY et B. POTY - 1969). Il est intéressant de remarquer que l'albite, l'adulaire et parfois la fluorine sont pour G. NAUMOV (1961) ceux parmi les minéraux de l'auréole d'altération dont la formation est la plus proche dans le temps de celle de la pechblende, avec l'hématite, la séricite et les carbonates.

A la différence des gîtes français, la présence de nombreux sulfures et arséniures de cobalt et de nickel est mentionnée dans les veines de pechblende par NAUMOV. Leur présence est cependant attribuée à des stades de minéralisations indépendants. Dans cet ordre d'idées, il faut rapporter les observations de V.L. BARSUKOV (in "A.I. TUGARINOV - 1966") selon lequel les minéralisations en Co-Ni-Bi-Ag associées à l'uranium n'apparaîtraient qu'en présence de roches vertes (greenstones) à caractère effusif. Le même auteur note que ces minéralisations sont généralement superposées à la minéralisation uranifère. Ces différentes observations sont intéressantes dans la mesure où elles tendent à dissocier les minéralisations en Co-Ni-Bi-Ag de l'uranium, où encore à les attribuer à la nature des formations granitisées et non à les interpréter comme une association de température plus élevée. On peut y voir un rapprochement avec l'évolution des paragenèses de l'uranium en fonction de la polarité géosynclinale qui s'expliquerait alors, non par l'intensité de la granitisation, mais par la composition des séries encaissantes. En effet, la paragenèse de l'uranium reflète les caractéristiques des provinces métallogéniques pour des métaux tels que le plomb, le zinc, le cuivre, le cobalt, le nickel, l'argent, ainsi que pour le fluor et l'arsenic, et l'existence de ces provinces est elle-même liée à la nature de la sédimentation dans les aires granitisées, opinion à laquelle se rallient même certains auteurs soviétiques (A.I. TUGARINOV - 1966). On regrettera cependant que cet article d'A.I. TUGARINOV qui traite principalement de l'uranium et sur lequel nous reviendrons, ne fasse aucune allusion aux observations effectuées par les spécialistes français et qui concordent sur beaucoup de points avec les opinions qu'il a émises.

C'est ainsi que d'après A.P. VINOGRADOV et al. (1959) (in "A.I. TUGARINOV") les minéralisations uranifères de l'Erzgebirge sont plus récentes que les intrusions granitiques auxquelles on les rattache génétiquement. La différence d'âge absolu serait de l'ordre de 150 M.A. Bien que moins important, le décalage qui existe en France entre l'âge des dépôts de la pechblende et celui des granites qui la contiennent paraît définitivement établi par les mesures isotopiques. L'étude géochronologique par la méthode uranium-plomb des minerais donne pour le dépôt de la pechblende un âge de 240-250 M.A. dans le gisement des Brugeauds (Limousin) (R. COPPENS et al. - 1969), et un âge de 250-260 M.A. dans les gisements du Chardon et d'Ecarpière (Vendée) (R. COPPENS et al. - 1968 et 1969*). A titre de comparaison, les âges obtenus par la même méthode avec les cristaux d'uraninite du granite s'échelonnent entre 280 et 330 M.A. (R. COPPENS et al. - 1969**).

D'autre part, nous avons vu que sur la base de l'étude faite par J. SONET (1967 - 1968) du batholite de Mortagne, la phase principale de la granitisation pour les massifs uranifères de Vendée et de l'Ouest du Massif Central peut être située vers 300 M.A. Encore que le massif ait subi une évolution ultérieure qui, dans certaines zones, s'est

* Résultats inédits dans les rapports annuels du C.R.R. de 1967 et 1968.

** Résultats inédits dans le rapport annuel du C.R.R. de 1968.

poursuivie jusqu'à 250 M.A., la formation des gisements ne peut donc être rattachée à la granitisation proprement dite. Il a été souligné cependant que les recristallisations correspondant aux âges récents n'étaient peut-être pas sans rapport avec les processus métallogéniques responsables du dépôt de la pechblende.

D'après la composition minéralogique des veines à pechblende des gisements soviétiques, en raison de la présence de bismuth natif, de goethite et des minéraux uranifères eux-mêmes, il avait été déduit que la température de formation ne devait pas dépasser 150°, sous des pressions de l'ordre de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'atmosphères correspondant à une profondeur de quelques centaines à quelques milliers de mètres (in G. NAUMOV - 1961). Plus récemment, A.I. TUGARINOV et G. NAUMOV (1969) ont déterminé les pressions et les températures de formation des gisements d'uranium classés comme hydrothermaux par les méthodes d'homogénéisation et de décrépitation des inclusions fluides. Pour tous les gisements étudiés dont le minerai principal est la pechblende, ces auteurs affirment que la température de formation ne devrait pas se situer au-dessus de 200 à 220°C, ce qui confirme sensiblement le chiffre précédent, les pressions pouvant notablement dépasser la valeur de la charge lithostatique des roches sous-jacentes. Des recherches ont commencé par la même méthode sur les inclusions fluides contenues dans les cristaux de quartz et de calcédoine des roches associées à la minéralisation dans le Limousin. Les résultats préliminaires se révèlent déjà particulièrement intéressants (J. LEROY et B. POTY - 1969). Les températures d'homogénéisation des fluides correspondant à la température minimum de formation des roches se situent pour les épi-sénites autour de 380°. J. LEROY et B. POTY notent que les températures d'homogénéisation sont plus élevées que celles obtenues par les auteurs soviétiques, ce qui implique selon eux à la fois une densité des fluides moins forte et une teneur en CO₂ plus élevée. L'étude décrépito-métrique montre que la pression était inférieure à 700 bars à la température de 380°. En ramenant la pression à un simple effet de la charge lithostatique, la profondeur correspondante serait de l'ordre de 2 Km. En tout état de cause, il apparaît bien que les gisements d'uranium se sont mis en place à des profondeurs relativement faibles.

II - LA LOCALISATION DES GISEMENTS URANIFERES DANS LE LIMOUSIN ET LES CARACTERISTIQUES DE LA ROCHE-SUPPORT ¹⁾

Les renseignements concernant la répartition et l'importance des minéralisations uranifères dans le Limousin ont été tirés de l'étude de Ch. MARQUAIRE et M. MOREAU (1969). Ils correspondent à ce qu'était l'état des réserves à la fin de l'année 1967. Les ressources globales de la région du Nord-Limousin (réserves assurées et perspectives supplémentaires) étaient estimées alors à 27 000 tonnes de métal, ce qui faisait du Nord-Limousin le principal district uranifère français connu. Environ 1500 indices avaient été découverts à cette date par les équipes du C.E.A. et les exploitants privés, un point minéralisé étant comptabilisé comme indice lorsque sa radioactivité est supérieure à 150 C/AVP et lorsqu'il est distant de plus de 150 m d'un autre point actif. Un indice ou

1) Terme utilisé par A. BERNARD (1960), repris par P. ROUTHIER (1969) ; il sert à désigner la roche encaissante d'un gîte minéral.

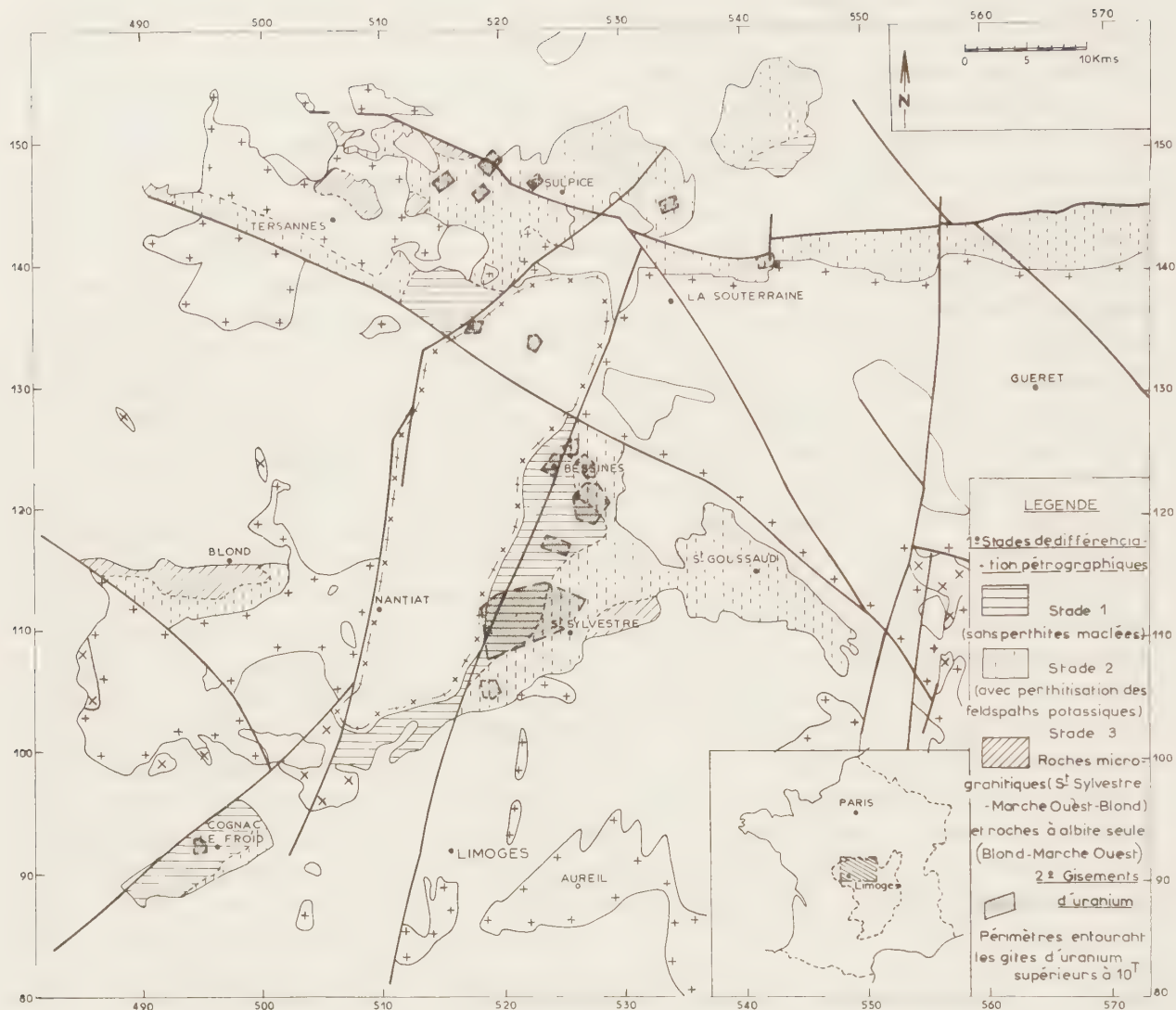


Figure 38 - Carte de la situation des gisements d'uranium par rapport aux stades de différenciation pétrographique des granites à deux micas. D'après la carte des gisements dressée par la Division Minière de la Crouzille en 1968 et d'après les études pétrographiques de J. BARBIER (1967 - Massif de Blond) J. BARBIER et G. RANCHIN (1969 b - Massif de St-Sylvestre), K. KURTBAS et G. RANCHIN (1969 - Massifs de la Marche).

un groupe d'indices raccordés entre eux par des travaux de sub-surface et dont le tonnage atteint plusieurs dizaines de tonnes constitue par définition sur le plan économique un gisement. Les gisements, surtout les plus importants, apparaissent généralement au milieu d'une constellation d'indices.

La répartition des gîtes d'un tonnage minimum de 10 tonnes en fonction des zones de différenciation dans les granites à deux micas est indiquée sur la figure 16 pour le Massif de St-Sylvestre et sur la figure 38 pour l'ensemble du Nord-Limousin. Les péri-

mètres reportés correspondent en fait aux aires de grande densité d'indices reconnus dans cette région du Nord-Limousin. A l'exception des gîtes découverts dans la partie Nord du complexe granito-gneissique de la Brame, ces aires de grande densité d'indices et notamment les gisements les plus importants sont en relation avec le granite à deux micas de St-Sylvestre et celui de la Marche.

Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, les principaux gisements sont situés dans la zone occidentale (Zone 1) sans perthites mâclées (Margnac, Brugeauds), soit dans la zone de perthitisation plus sodique (zone 2), mais en bordure de la zone précédente (Fanay, Bellezanne). En fait, les périmètres qui entourent les gîtes chevauchent la limite des deux zones, avec au Sud une extension beaucoup plus marquée vers l'Ouest. On notera que contrairement à l'affirmation de P. ROUTHIER et J.P. GAUTSCH (1958) les gîtes d'uranium ne sont pas en position périphérique mais au contraire en position interne par rapport aux contours du massif. En effet, ce qui doit être considéré c'est l'ensemble formé par le granite de la Brame et le granite à deux micas de St-Sylvestre, et les gîtes importants commencent à apparaître dans la zone où s'individualise le granite à deux micas. Cette disposition interne ressort particulièrement bien par rapport aux minéralisations en lithium et étain à tendance nettement péritholitique.

Dans le granite à deux micas de la Marche, les gîtes sont tous situés dans le faciès à perthites mâclées (zone 2) dont l'importance est d'ailleurs prépondérante, le seul à être vraiment bien représenté. Les aires de grande densité d'indices sont principalement localisées dans la Marche Occidentale, dans la région de St-Sulpice, et on ne connaît pas de gisement important dans la bande de granite à deux micas qui forme la Marche Centrale.

Dans l'ensemble du Nord-Limousin, les gisements d'uranium ne peuvent être rattachés à un stade de différenciation unique. On notera cependant que la comparaison entre massifs s'effectue sur la base de critères pétrographiques alors même que des différences chimiques sont connues. La position des gîtes uranifères dans le Massif de Mortagne en Vendée par rapport aux zones définies par J.P. RENARD (1969) confirme cependant cette impression. Quelques-uns parmi les gisements les plus importants de ce massif (La Commanderie, La Chapelle Largeau) sont au coeur du granite "albitisé à muscovite dominante", soit l'équivalent de la zone 2 des granites limousins. D'autres gisements (Chardon, Ecarpière) sont situés sur la bordure Nord du massif formée par l'équivalent de la zone 1. Par rapport à la disposition des gisements dans le Massif de St-Sylvestre, les gîtes du massif de Mortagne sont soit décalés en direction de la zone de sodification, soit sans rapport avec la limite des deux principaux faciès équivalents des zones 1 et 2 reconnues dans le Limousin. Dans ce dernier cas, contrairement à ce qui est observé dans le massif de St-Sylvestre, les gîtes apparaissent en position péritholitique. Cette tendance existe également dans la Marche Occidentale (figure 38).

En ce qui concerne ce problème du rattachement éventuel des gisements uranifères à certains stades de différenciation des granites à deux micas, il est important de souligner que l'on ne connaît pas de gîtes associés aux stades de sodification intenses correspondant aux roches microgranitiques (stade 3) et aux albitites (stade 4). Nous avons vu qu'à ces stades se rattachent dans la région étudiée les principales minéralisations en étain, wolfram, béryllium, lithium et niobo-tantalites. Inversement, sur un plan général, l'absence de minéralisations uranifères dans les faciès microgranitiques de couverture est un fait établi (M. MOREAU et al. - 1966). Les petits massifs constitués pour une part

importante par ces roches microgranitiques ou fortement albitiques, comme Blond, Echassières, et à l'extrême les coupoles du type Montebbras ne contiennent pas de gisements d'uranium connus. C'est le cas aussi pour le dôme de St-Goussaud formé tout entier par des roches correspondant à un stade de sodification assez avancée et entouré tout comme le massif de Blond de minéralisation stanno-wolframifères. Sur cet aspect de la répartition des gisements, on doit se méfier cependant d'une interférence possible avec des facteurs d'un autre ordre, et notamment tectoniques. Ces massifs sodiques sont généralement de petite taille, tout comme celui de Cognac-le-Froid formé de roches dont l'acidité correspond à peine au stade 1 et également dépourvu de gisement. Or, les zones de fracturation particulières auxquelles sont associés les gisements uranifères (M. MOREAU et al. - 1966), peuvent être mises en relation, tout particulièrement dans le Limousin, avec des accidents majeurs situés à la jointure de zones anticlinoriales et qui ont joué un rôle essentiel dans la formation des massifs de granite à deux micas relativement développés comme la Marche ou St-Sylvestre.

Dans les granites à deux micas de la Marche et de St-Sylvestre, le fond géochimique en uranium ne devrait être jamais inférieur à 15 $\mu\text{g/g}$, les teneurs qui ont pu être déterminées s'échelonnant entre 15 et 22 $\mu\text{g/g}$. Dans le granite de St-Sylvestre, où des variations ordonnées de la teneur en uranium en rapport avec la zonalité ont été mises en évidence, les gisements se situent dans la zone des fortes teneurs, entre 17,50 et 22 $\mu\text{g/g}$, alors que dans le dôme de St-Goussaud la teneur peut descendre à 15 $\mu\text{g/g}$. Il est probable également que les zones uranifères du complexe granito-gneissique présentent une teneur relativement élevée, que ce soit le granito-gneiss lui-même représenté dans cette région par le faciès à sillimanite fibreuse dont la teneur est de 15 $\mu\text{g/g}$ dans le sondage de Compreignac, ou le granite à grain fin à deux micas dont la teneur est de 18 $\mu\text{g/g}$ dans le sondage de Chateauponsac. Les zones granitiques uranifères présentent donc des teneurs géochimiques en uranium primaire élevées par comparaison par exemple avec les faciès mélanocrates du granite de la Brame dont la teneur est de 8,70 $\mu\text{g/g}$ dans le sondage de St-Jouvent, et surtout avec les faciès banaux des granites à biotite dont la teneur ne devrait pas excéder 6 à 7 $\mu\text{g/g}$, comme c'est le cas dans le massif de Guéret. Cette valeur élevée du fond géochimique est connue pour être une caractéristique des granites fertiles (M. MOREAU et al. - 1966) qui se trouve vérifiée parfaitement par nos travaux, mais si cette condition apparaît nécessaire à l'existence de gisements, elle n'est pas suffisante comme l'ont souligné opportunément ces auteurs. C'est ainsi que parmi les massifs étudiés, le granite à deux micas de Blond, où aucun gisement n'est connu, présente dans le seul sondage effectué une teneur en uranium élevée, égale à 20 $\mu\text{g/g}$ (J. BARBIER - 1968).

III - LA GENESE DES GISEMENTS D'URANIUM INTRAGRANITQUES FRANCAIS : LES THEORIES EN PRESENCE ET L'APPORT DES TRAVAUX RECENTS

Tous les auteurs s'accordent aujourd'hui pour constater que la formation des gisements d'uranium ne peut s'expliquer dans le cadre de la différenciation magmatique, et de manière plus générale dans le cadre d'une différenciation connexe de la granitisation. Dans le Limousin, il est un fait par exemple que les occurrences de minéraux rares dans les pegmatites, les filons stanno-wolframifères et aurifères, se sont formées lors de la granitisation. La concentration des éléments concernés dans la phase fluide en raison

notamment de leur peu d'aptitude à entrer dans les structures cristallines à l'état métallique ou à l'état de complexes constitue une explication génétique valable. Au contraire, une telle origine est exclue pour les filons de pechblende, et il suffit pour le montrer de rappeler quelques faits évoqués précédemment : différence d'âge entre les granites des massifs uranifères et de dépôt de la pechblende, absence de relations paragenétiques entre les filons de pechblende et les minéralisations stannio-wolframifères, disposition variable des filons uranifères par rapport à ces minéralisations. Ces caractéristiques avaient été parfaitement mises en évidence par J. GEFFROY et J. SARCIA (1958). D'un autre côté, l'article d'A.I. TUGARINOV déjà cité (1966) montre que les faits évoqués à propos des gîtes français semblent avoir une valeur universelle. En accord avec certaines des idées émises par cet auteur, il est possible de penser que la distinction entre le type uranifère propre regroupant la plupart des gîtes français et le type à Ni-Co-Bi-Ag d'Europe Centrale relève d'une différence de composition dans les séries granitisées et non de conditions thermodynamiques de formation différentes. Il pourrait en être ainsi d'une manière générale pour l'évolution paragenétique des filons de pechblende. C'est un fait par ailleurs que même à l'échelle de la France un rapprochement peut être fait entre la nature des sulfures associés à la pechblende et les caractéristiques métallogéniques de la région comme l'a montré J. GEOFFROY (1964).

Les résultats de nos études géochimiques montrent bien que l'enrichissement en uranium qui s'attache à la différenciation est faible. Dans le granite même, les teneurs en uranium primaire ne peuvent guère excéder 20 $\mu\text{g/g}$: d'une façon générale la rigueur qui caractérise la fourchette des teneurs est remarquable. Quant aux pegmatites, elles présentent certainement des teneurs plus fortes, mais l'enrichissement reste très limité.

L'association des gisements d'uranium avec un certain type de granite ou mieux d'évolution granitique reste pourtant un fait indubitable. Le présent travail a encore accentué cette liaison par rapport aux faits déjà connus, en dégagant dans le contexte régional les tendances évolutives originales des roches-supports représentées par les granites à deux micas, et, d'autre part, en précisant les stades de différenciation favorables à l'intérieur même de ces roches. Une caractéristique essentielle de la roche-support est par ailleurs sa teneur élevée en uranium géochimique. On définit ainsi un milieu granitique favorable ou "fertile" pour reprendre une expression de M. MOREAU et al. (1966). Différents auteurs ont vu de la sorte dans le granite même et dans l'uranium à l'état de traces qu'il contient la source même des gisements uranifères. Après avoir effectué différentes observations qui montraient la facilité avec laquelle l'uranium du granite était altéré dans les conditions oxydantes et l'importance de ces déplacements dans les roches cristallines en rapport avec les phénomènes d'altération, M. ROUBAULT et R. COPPENS (1955 - 1958 b) émettaient pour la première fois cette hypothèse selon laquelle les gisements uranifères pourraient résulter d'une remise en mouvement et d'une concentration après un transport relativement court de l'uranium à l'état de traces normalement disséminé dans la masse granitique. Ces auteurs s'appuyaient notamment sur la présence d'autunite de formation récente observée dans différentes régions granitiques.

Les théories qui ont été développées sur la base d'une "remise en mouvement" de l'uranium à l'état de traces contenu dans le granite ont ceci en commun qu'elles attribuent à celui-ci un rôle passif, la formation des gisements résultant d'une altération de ce granite qui provoque en même temps la concentration de l'uranium. Par contre, elles diffèrent profondément en ce qui concerne le type d'altération envisagé, considéré par les uns comme

endogène et par les autres comme exogène :

A - THEORIES BASEES SUR UNE ALTERATION ENDOGENE

Dans l'hypothèse proposée par J. GEFFROY et J.A. SARCIA (1958), les filons uranifères résulteraient d'un lessivage sélectif de zones broyées sous-jacentes sous l'effet des circulations aqueuses réchauffées géothermalement lors d'un contre-coup orogénique. Leur localisation particulière au sein des batholites granitiques serait due à l'ampleur faible de la migration, par suite de la faible stabilité des composés uranifères, compte tenu notamment de la présence de roches favorisant leur précipitation comme les filons basiques. La concentration de l'uranium se rattacherait à des remaniements tardifs, à l'origine notamment des épisyténites, et qui traduiraient la permanence d'une "activité" dans des conditions de plus en plus superficielles.

Une théorie analogue a été avancée à la même époque pour les dépôts uranifères de l'Erzgebirge par A.P. VINOGRADOV et al. (1959) (in "A.I. TUGARINOV - 1966"). Leur genèse s'expliquerait par un enrichissement en uranium des intrusions granitiques de type Eibenstock qui aurait accompagné une modification locale mais intense de ces roches consistant en une muscovitisation, une tourmalinisation, avec dissolution des minéraux accessoires, etc ... De tels processus, selon ces auteurs, amèneraient un enrichissement substantiel en uranium à partir d'un granite à teneur initiale faible.

Dans cette théorie, l'origine des dépôts d'uranium est attribuée à une altération sous l'effet de solutions à caractère hydrothermal sans rapport avec une activité magmatique, autrement dit hydatogènes, terme d'A. MAUCHER (in "P. ROUTHIER - 1965 - 1969") proposé par ce dernier auteur pour éviter dans des cas semblables toute confusion avec un hydrothermalisme magmatique.

B - THEORIE BASSE SUR UNE ALTERATION EXOGENE

Selon le point de vue exposé par M. MOREAU et al. (1966), les gisements d'uranium se seraient formés à la suite de l'altération en période biotassique d'une masse continentale représentée par le milieu granitique fertile émergé, l'uranium ayant percolé dans les réseaux de fractures et s'étant concentré à la faveur de pièges favorables. Ces conditions d'altération sont effectivement réalisées au Permo-Trias (environ 255 M.A.), ce qui correspond bien à l'âge des filons. Parmi les arguments présentés, il y a le fait que tous les gisements français disparaissent rapidement en profondeur, vers 100 ou 200 m en Limousin et en Vendée, ce qui, dans l'esprit des auteurs, marquerait une position déterminée par rapport à l'ancienne surface.

C - L'APPORT DES TRAVAUX RECENTS

D'une manière générale, le fait que l'enrichissement géochimique en uranium des granites à deux micas se présente pour l'essentiel sous la forme d'uranium, minéral facilement altérable dans les conditions oxydantes, accrédite l'ensemble de ces théories dans la mesure où elles considèrent le milieu granitique comme la source des filons uranifères.

L'importance des remaniements actuels de l'uranium par des processus super-gènes dans les granites riches en uraninite entraîne l'existence de concentrations qui sans doute fournissent une partie des points d'indice et de petits gîtes reconnus dans ces granites. Mais le phénomène est certainement limité à la formation d'amas de minéraux secondaires, notamment d'autunite. Le "caisson d'altération" qui entoure les filons de pechblende intéresse souvent un volume de roche très limité, de 1 à 10 m de largeur, au-delà duquel on n'observe aucune modification de la teneur fondamentale en uranium primaire. Par conséquent, au niveau où il se place, le filon de pechblende apparaît comme un "intrus", ce qui exclut une genèse par des mouvements latéraux. L'ampleur du phénomène minéralisateur n'est compatible en fait qu'avec l'hypothèse d'une altération d'origine endogène avec une mobilisation de l'uranium dans des niveaux plus profonds, ou avec l'hypothèse de l'altération d'une certaine masse continentale.

Un certain nombre de faits récemment mis en évidence et qui entrent dans les caractéristiques générales des filons uranifères telles qu'elles ont été exposées militent en faveur d'une origine endogène.

Les premiers résultats de l'étude des inclusions fluides contenues dans les roches associées à la minéralisation uranifère dans le Limousin révèlent des températures de formation relativement élevées, avec notamment une convergence dans les caractéristiques des fluides inclus respectivement dans les épi-sénites minéralisées et les brèches à pechblende (J. LEROY et B. POTY - 1969). A notre avis, il paraît bien difficile par ailleurs de séparer du dépôt de la pechblende des phénomènes d'altération du type de ceux qui donnent les épi-sénites, et dont certains aspects sont très répandus associés à l'ensemble des filons de pechblende dans le monde. D'autre part, dans le domaine de pression, température et teneur en CO_2 qui caractérise les inclusions fluides, selon ces mêmes auteurs, de très légères variations de la pression peuvent entraîner une démixion avec appauvrissement de la phase liquide en CO_2 . La solubilité en uranium de celle-ci va alors diminuer. Le dépôt de l'uranium risque dans ces conditions de s'effectuer dans des limites de pression assez strictes et vraisemblablement à l'intérieur d'une "fourchette" de profondeurs relativement étroite. Il y a peut-être là une explication à l'extension limitée en profondeur des gisements uranifères et une alternance valable aux explications basées sur une altération de surface. Certaines irrégularités pourraient résulter de l'influence topochimique de certains facteurs structuraux comme les filons de lamprophytes.

Nos études, en précisant les caractéristiques très particulières des granites fertiles, ont souligné la valeur de la liaison spatiale entre les gisements d'uranium et un certain type d'évolution granitique, mais elles en ont fixé également les limites qui sont assez souples. Cette liaison a été expliquée par M. MOREAU et al. (1966) dans le cadre de la théorie exogène par le jeu répété et irréversible d'accidents tectoniques, donnant naissance en fin de compte à des "cuvettes de suture" et limitant les milieux favorables aux faciès placés dès le début en "position structurale" haute. Il est bien évident cependant que dans le cas d'une altération continentale de grande ampleur, on pourrait s'attendre à ce que les accumulations uranifères puissent parfois s'écarter assez largement des "milieux fertiles", ce qui n'est jamais réalisé.

Les données géochronologiques révèlent que les granites à deux micas sont le siège d'une activité qui se manifeste après la phase proprement dite de la granitisation vers 300 M.A., et qui peut se poursuivre jusqu'aux environs de 250 M.A., comme c'est le cas en Vendée dans certaines zones du batholite de Mortagne (J. SONET - 1967 - 1968).

Les phénomènes qui prolongent ainsi la granitisation ne sont pas encore clairement définis, mais les relier à des altérations à caractère hydrothermal constitue une hypothèse très vraisemblable.

Une altération d'origine endogène qui aurait donné naissance aux gisements peut donc apparaître comme une certaine forme d'activité qui prolongerait un certain type d'évolution granitique, ce qui rend compte de la liaison spatiale entre les gisements d'uranium et certains milieux granitiques bien définis. Une bonne part des difficultés dans l'interprétation génétique des gisements d'uranium réside en fait dans la tendance que l'on a bien souvent à relier entre eux certains aspects du problème avec des relations de cause à effet, alors qu'ils ne sont que les effets concomitants d'une cause mal définie. La disposition particulière des granites à deux micas vis à vis des éléments de la tectonique régionale, la subordination de la minéralisation uranifère à certains facteurs structuraux eux-mêmes en liaison avec cette tectonique régionale traduisent certainement la permanence des mêmes facteurs à des époques différentes. Il n'est pas nécessaire de mettre en cause le principe même de la genèse des filons uranifères à partir de l'uranium à l'état de traces dispersé dans les roches granitiques, mais peut-être faut-il envisager leurs relations sous un jour nouveau. C'est un fait acquis qu'un fond géochimique élevé n'est pas une condition suffisante pour qu'il y ait un gisement d'uranium ; cela peut se comprendre car l'enrichissement lié à la granitisation est très faible et ne modifie pas le facteur de concentration pour atteindre les teneurs des gisements dans des proportions significatives. Le fait que ce soit néanmoins une condition nécessaire s'explique si on admet que cet enrichissement géochimique connexe d'un certain type d'évolution granitique, cette évolution elle-même bien sûr, et l'altération qui donne naissance aux gisements sont sous la dépendance de facteurs communs, notamment tectoniques. L'ensemble de ces phénomènes est caractéristique d'un certain contexte géologique vers la recherche duquel doit s'orienter la prospection dans les régions granitiques encore mal connues.

CONCLUSION

La mise en oeuvre d'échantillonnages systématiques sur les massifs granitiques du Nord-Limousin, d'apparence souvent homogène, accompagnée de l'utilisation en grande série de l'analyse chimique révèle des structures pétrographiques et géochimiques dont les caractéristiques et la disposition conduisent à une typologie des massifs. Deux types d'évolution déduits des variations géochimiques caractérisent respectivement les massifs de granite à biotite et les massifs de granite à deux micas. L'individualisation de ces deux types résulte de la redistribution des éléments lors de la granitisation, autrement dit elle procède d'un processus de différenciation. Les caractères hérités liés aux séries granitisées restent sensibles dans la composition d'ensemble des massifs ; ils s'atténuent sans disparaître complètement dans les granites à deux micas. L'existence de différents stades dans chaque type d'évolution et ces caractères hérités représentent les bases de la typologie des massifs et des ensembles granitiques dans le Nord-Limousin.

La composition des séries granitisées et la granitisation elle-même ne sont pas les seuls facteurs qui déterminent la teneur et le mode de localisation de l'uranium dans les roches granitiques. Il faut tenir compte également de tous les événements qui ont pu affecter la roche depuis sa formation, à commencer par les processus autométamorphiques, puis par les altérations endogènes diverses post-granitiques et finalement les processus supergènes. Les processus supergènes notamment entraînent une forte dispersion des teneurs et de profonds remaniements dans le mode de localisation de l'uranium. Leur action est d'autant plus marquée que l'uranium est sous une forme facilement altérable. Dans le Limousin, l'ampleur des remaniements est largement fonction de l'abondance de l'uraninite, minéral facilement détruit dans les conditions oxydantes ; elle augmente nécessairement en même temps que la teneur, dans la mesure où celle-ci est liée en grande partie à cette abondance de l'uraninite. Dans les granites à deux micas, les perturbations seront donc beaucoup plus accentuées que dans les granites à biotite qui sont ordinairement plus pauvres en uranium et qui renferment en outre une proportion plus grande de cet élément sous forme de minéraux très résistants comme la monazite. Le but poursuivi a été la recherche des formes de répartition et des variations de la teneur en uranium primaire, c'est-à-dire l'uranium non affecté par des altérations postérieures à la cristallisation des minéraux qui le renferment. La tâche a été facilitée dans les granites à deux micas grâce à des sondages qui ont permis de dépasser en profondeur la zone d'altération superficielle.

Ces sondages présentaient un autre avantage : la possibilité de connaître avec exactitude la teneur en uranium primaire en un certain nombre de points. Cette connais-

sance était rendue nécessaire par la faible ampleur des variations de la teneur en uranium en fonction de l'évolution granitique, les différences recherchées étant le plus souvent de l'ordre de grandeur des variations analytiques et inférieures aux perturbations provoquées par l'altération supergène. Dans les granites à biotite, il a été suppléé dans certains cas à l'absence de sondages par des échantillonnages en carrière. D'une manière générale, la géochimie de l'uranium comporte des aspects méthodologiques très particuliers qu'il est important de ne pas négliger.

Dans un cadre régional limité, comme c'est le cas pour ce travail qui ne sort pas des limites d'une même province géochimique et métallogénique, il apparaît que les variations de l'uranium à l'état de traces primaires sont liées aux phénomènes de différenciation. Mais l'enrichissement lié à la différenciation reste très limité, et dans les granites la gamme des teneurs en uranium primaire s'échelonne entre 6 et 22 $\mu\text{g/g}$. Parmi d'autres faits bien connus, celui-ci montre également que la formation des gisements ne peut être expliquée par un enrichissement connexe de la granitisation.

I - L'EVOLUTION GRANITIQUE

Les traits essentiels de l'évolution granitique dans les massifs du Nord-Limousin ont été résumés et interprétés dans deux conclusions partielles faisant suite respectivement dans la première partie de cet ouvrage à l'étude des granites à biotite et à celle des granites à deux micas. Ils seront rappelés plus brièvement ici. Il est admis classiquement qu'en liaison avec son appartenance à la zone arverno-vosgienne de J. JUNG, la région étudiée représentait une aire géanticlinale dans le géosynclinal hercynien. La granitisation s'est développée dans des séries souvent très métamorphiques, parfois migmatitiques, formées au moins pour les termes de base d'un matériel très ancien reconnu anté-cambrien.

A - LES GRANITES A BIOTITE

L'évolution interne des massifs matérialisés par la succession des faciès sur les diagrammes chimiques à signification minéralogique de H. de la ROCHE correspond à un enrichissement relatif en SiO_2 , K_2O , opposé à un appauvrissement en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , et en un certain nombre d'éléments en traces associés en totalité ou en partie soit aux minéraux ferro-magnésiens (Vd, Cr, Ni, Co, Zn, Cu) soit au calcium dans les feldspaths (Sr, Ba) (figure n° 4) (tableau n° 34 à 37) (schéma général du tableau n° 58). Il y correspond une réduction de la teneur en anorthite des plagioclases, une diminution de la biotite et un développement croissant du feldspath potassique. Les variations, qu'elles soient pétrographiques ou géochimiques, sont très progressives. La disposition des structures, la paragenèse minérale et les caractères chimiques permettent de distinguer trois types de massifs correspondant à ce mode d'évolution.

1°) Les granites de type Guéret, comprenant le massif de Guéret proprement dit et les massifs de granite à biotite de la Marche Occidentale, sont associés aux termes de base migmatitiques de la série cristallophyllienne, les "anatexites d'Aubusson". Ils tirent leur origine d'une réactivation à caractère syntectonique de ces niveaux déjà fortement indurés qui ont vraisemblablement constitué une infrastructure pour l'édifice orogénique

hercynien. La granitisation de Guéret s'est développée dans les anticlinoriaux, les structures tectoniques hercyniennes ayant pu se surimposer à des structures plus anciennes nées d'orogénèses antérieures. Les différents faciès qui s'ordonnent le long d'un axe d'évolution géochimique ne se succèdent pas nécessairement sur le plan spatial, et il n'y a pas véritablement zonalité. Leur disposition est par contre en rapport avec certaines dislocations et d'une manière plus générale avec les directions tectoniques principales (figure n° 1). La plupart des faciès reconnus portent la marque de déformations cataclastiques. Le développement de microcline quadrillé est général. L'un des pôles de l'axe d'évolution est occupé par un faciès granodioritique orienté commun à tous les massifs ; à l'autre pôle se place pour le massif de Guéret le faciès porphyroïde de la Souterraine, et pour les massifs de la Marche Ouest un faciès non porphyroïde dont la composition en éléments majeurs est identique mais qui diffère du précédent par les éléments en traces. La granite de la Souterraine est notamment enrichi en béryllium et en bore. A l'exception des termes franchement granodioritiques, tous les faciès contiennent de la cordiérite.

Ce type d'activité granitique ne peut être considéré comme une simple réjuvenation d'un matériel qui aurait été constitué exclusivement par les anatexites à cordiérite. Par rapport au granite, les anatexites présentent en effet un déficit marqué en alcalins (sodium, potassium) et en alcalino-terreux (calcium, strontium). Même en tenant compte d'une évolution à caractère palingénétique de la composition du bain fondu, sur la base des données expérimentales, la composition du granite de Guéret reste incompatible avec le produit de fusion des anatexites en ce qui concerne la teneur en calcium. L'existence de niveaux plus calciques dans la série granitisée paraît donc probable ; leur survivance dans les structures actuelles issues dans leur ensemble d'une redistribution des éléments en rapport avec les conditions tectoniques et thermodynamiques locales de cristallisation est un autre problème qui s'est posé notamment à propos du faciès orienté dans le granite de Guéret. Encore qu'il s'intègre dans le processus de différenciation général du massif, il n'est pas impossible que ce faciès porte la marque d'un endomorphisme calcique que la mobilité du calcium dans le processus de granitisation a fortement atténuée.

2°) Le granite d'Aureil a été choisi comme type des massifs de granite à biotite à bords circonscrits mis en place également dans une zone anticlinoriale mais avec un environnement essentiellement gneissique, à la limite semble-t-il de l'infrastructure et de la superstructure. Le contrôle tectonique sur la disposition des faciès est moins évident, et, à la différence du massif de Guéret, les structures nées de la différenciation se succèdent dans l'espace et elles déterminent une zonalité semi-concentrique (figure n° 11). Le granite d'Aureil se caractérise par le développement de muscovite dans la zone 3, la plus acide. Aux conditions particulières de mise en place du granite d'Aureil correspondent également des caractères géochimiques particuliers. Dans son ensemble, le granite d'Aureil se caractérise par une acidité plus élevée que l'acidité rayonne des granites "type Guéret" et comparable en fait à celle des faciès les plus évolués reconnus dans ces derniers. Surtout, à acidité égale, le granite d'Aureil présente une teneur en sodium beaucoup plus élevée. Il en résulte que sur les diagrammes de H. de la ROCHE avec le paramètre $K - (Na + Ca)$ en abscisse, l'axe d'évolution du granite d'Aureil ne prolonge pas celui des granites "de type Guéret", mais détermine une lignée évolutive parallèle (figure n° 12).

La richesse en sodium du granite d'Aureil et la valeur élevée du rapport Na_2O/K_2O comparativement aux granites "de type Guéret" apparaissent comme des caractéristiques

tières hérités liés à la nature de l'environnement métamorphique et plus précisément à l'existence de niveaux leptyno-amphiboliques très sodiques dans les gneiss supérieurs et les micaschistes. Ces niveaux dériveraient selon M. CHENEVOY (1958) de matériaux volcaniques présentant un caractère spilitique et kératophyrique. Les valeurs du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ dans les granites à biotite du Nord-Limousin pour un même degré de différenciation acide seraient donc très nettement influencées par l'importance respective de l'héritage sédimentaire et de l'héritage volcanique dans les séries encaissantes. C'est au niveau régional l'expression d'un phénomène d'une portée très générale, puisque, comme l'a montré H. de la ROCHE (1968), c'est en fin de compte la conséquence lointaine du comportement différentiel de Na, K et Al dans les processus sédimentaires et volcaniques.

3°) Le granite orienté de la Brame est un élément constitutif du massif de St-Sylvestre, et il est difficile de dissocier son étude de celle de l'ensemble du massif. Le faciès-type est à sillimanite fibreuse, sans cordiérite ; sa composition, à l'égal des granites à deux micas, est celle d'un granite alcalin (cela dans la classification LACROIX-CIPW). Sa caractéristique chimique essentielle est la teneur élevée en potassium. Le faciès-type passe progressivement à un faciès à sillimanite prismatique et à cordiérite, observé au Sud dans la région de St-Jouvent, et, au Nord, près d'Arnac-la-Poste, où il prend l'aspect d'un terme de convergence avec les granites de type Guéret, avec un appauvrissement notable en silice et en potassium, et une augmentation des éléments ferro-magnésiens, du calcium et de certains éléments en traces qui leur sont associés (Sr, V, Ba) (tableaux n° 34 et 35). La granitisation de la Brame apparaît donc comme un prolongement de la granitisation "type Guéret", sous la forme d'une intense activité acide et alcaline (surtout potassique) développée peut-être dans les niveaux de superstructure plus faiblement métamorphiques de l'orogénèse hercynienne, comme l'hypothèse en a été émise antérieurement¹⁾. Le granite de la Brame se caractérise effectivement par une texture planaire, exempte de cataclase, et l'orthose est le feldspath potassique prédominant : la granitisation n'est donc pas liée en apparence à des déformations à caractère syntectonique. Les auteurs s'accordent par ailleurs sur la disposition en voûte anticlinale surbaissée de direction Nord-Sud des assises du granite de la Brame, ce qui cadre bien avec les relations générales entre la tectonique et les granites à biotite dans le Nord-Limousin. L'évolution paragenétique, avec le changement d'habitus de la sillimanite et la disparition de la cordiérite dans le faciès-type du granite de la Brame, paraît impliquer un abaissement de la température de cristallisation si l'on se réfère aux résultats expérimentaux. Le granite de la Brame est caractérisé aussi par le développement métasomatique de muscovite aux dépens de certaines phases minérales primaires, sillimanite et feldspaths, par réaction d'échanges d'ions avec la phase fluide résiduelle au-dessous de la température de cristallisation du granite. Le développement de grands cristaux de muscovite losangique dans la zone de passage au granite à deux micas de St-Sylvestre, avec disparition progressive de la sillimanite, relève plutôt d'une variation des conditions de cristallisation des phases minérales primaires.

1) K. KURTBAS et G. RANCHIN (1969) - Rapport interne C.R.R.

B - RELATIONS ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS - TYPES D'ASSOCIATION

Les relations spatiales qui existent entre les granites à biotite et les granites à deux micas suivant le degré d'évolution des premiers et en liaison avec les éléments de la tectonique régionale définissent deux types d'association :

a - Le granite à deux micas de St-Sylvestre est flanqué à l'Ouest par le granite orienté de la Brame, dont la composition en éléments majeurs est dans son ensemble comparable à la sienne ; le contact est de ce fait progressif. Au granito-gneiss, sont associés par ailleurs des granites à grain fin à deux micas et andalousite (type Château-ponsac). La zone orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre comporte encore des faciès à grain fin ; ils deviennent plus rares en allant vers l'Est. Ces variations déterminent dans l'ensemble du massif une succession zonale en grand.

b - Au contraire, le contact est brutal entre les granites calco-alcalins de type Guéret et les granites à deux micas de la Marche beaucoup plus acides et légèrement plus alcalins. La mise en place des granites à deux micas s'est effectuée dans la zone de rupture située à la jointure de l'anticlinorium induré et envahi par la granitisation de Guéret, à la faveur de dislocations tectoniques.

Les massifs à contours circonscrits qui apparaissent au sein des synclinoria micaschisteux dans des replis anticlinaux secondaires, comme les massifs du Plateau d'Aigurande (Crozant, Crevant), sont sans relation apparente avec un granite à biotite. Le dôme de St-Goussaud, prolongement oriental du granite à deux micas de St-Sylvestre, présente un mode de gisement analogue, mais la mise en place de ce granite à l'Ouest ne peut être dissociée de la formation de la voûte anticlinoriale que constitue le granito-gneiss de la Brame.

Les granites de St-Sylvestre et de la Marche peuvent être pris comme types de deux groupes dont la réalité procède de relations différentes entre la granitisation et la tectonique, au niveau des structures régionales mais aussi au niveau des structures cristallines. Les caractères spécifiques des deux groupes se retrouvent par ailleurs dans les granites à biotite associés. C'est ainsi que le granite à deux micas de la Marche se distingue de celui de St-Sylvestre par le fait qu'il est très cataclastique, avec un développement général du microcline quadrillé et une microclinisation fréquente du plagioclase, et par la présence de tourmaline comme minéral accessoire. Ce sont des caractères assez habituels dans les granites de type Guéret et inconnus dans le granite de la Brame. Il y a aussi des différences chimiques, le granite de la Marche étant plus sodique et moins potassique pour un même degré de différenciation acide (avec aussi une teneur plus faible en rubidium, élément associé géochimiquement au potassium). Il apparaît de la sorte une certaine parenté géochimique entre les granites à deux micas et les granites à biotite associés dans l'espace, à côté cependant de différences systématiques. Les granites à deux micas sont notamment toujours enrichis en alcalins rares, en étain, en béryllium. La parenté géochimique intéresse essentiellement les rapports des alcalins entre eux (figure n° 39). L'ensemble Brame-St-Sylvestre est beaucoup plus potassique que l'ensemble Guéret-Marche. Il faut rappeler aussi dans le cadre de cette parenté le développement de muscovite dans la zone III du massif d'Aureil, sans modification chimique d'ensemble, donc dans une

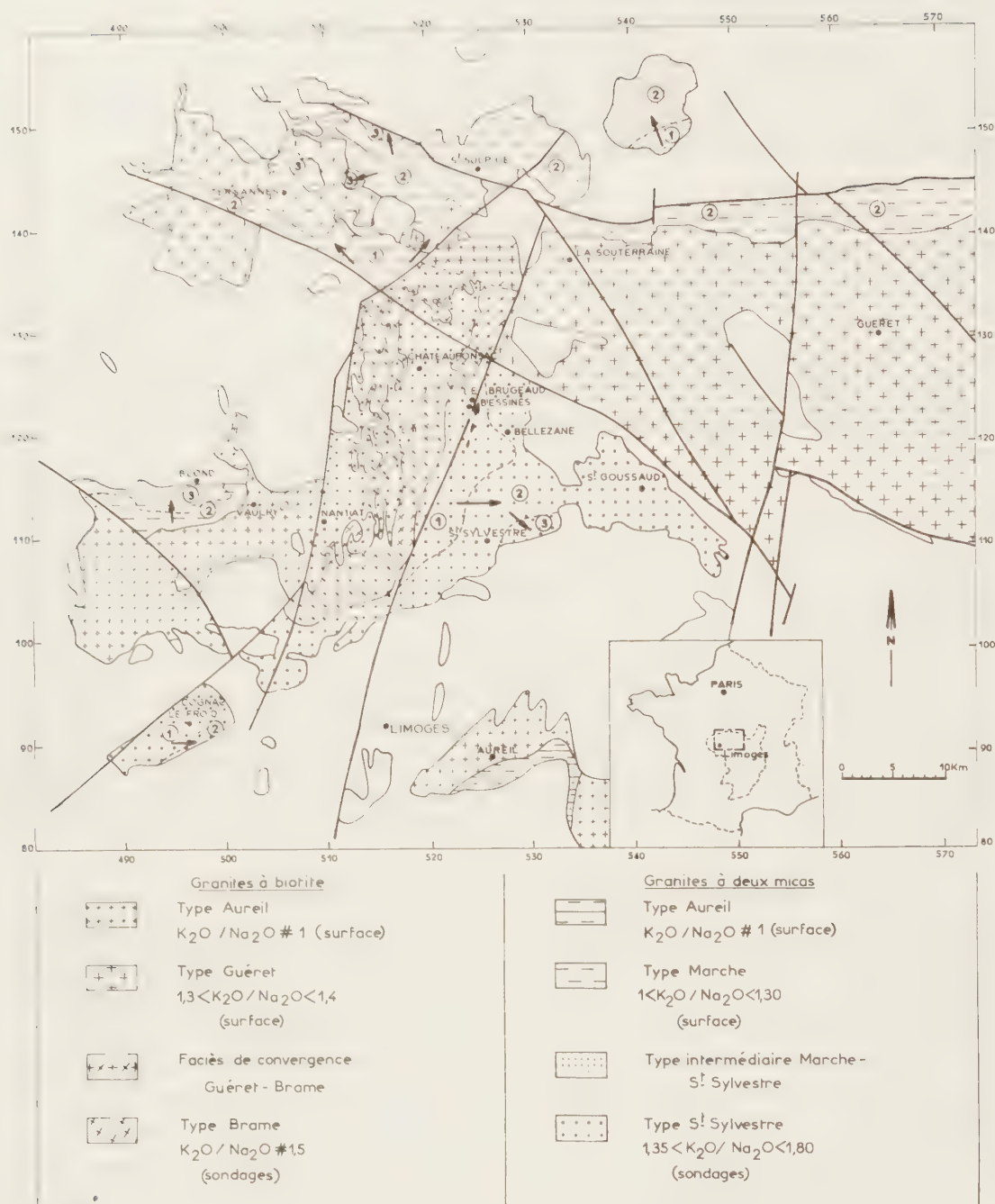


Figure 39 - Typologie des massifs granitiques du Nord-Limousin établie d'après les caractéristiques de la géochimie des alcalins pour des degrés de différenciation pétrographique équivalente. Parenté géochimique entre les granites à biotite et les granites à deux micas associés.

(1) (2) (3) Stades de différenciation successifs dans les granites à deux micas marqués par une augmentation ($\nearrow$) de Na_2O/K_2O . (voir la figure 38).

($\nearrow$) Croissance de Na_2O/K_2O dans la partie Nord du granite à deux micas de St-Sylvestre (Le Brugeaud) sans rapport apparent avec la différenciation

* Les valeurs du rapport Na_2O/K_2O en surface sont des valeurs maxima.

roche beaucoup plus sodique encore que les granites "de type Guéret". Le contrôle chimique du développement de la muscovite est néanmoins très strict, mais il s'exerce aux dépens d'autres éléments. En effet, la muscovite ne cristallise en abondance que pour des teneurs en CaO inférieures à 1 %, et des teneurs en SiO_2 supérieures à 72 %.

Parmi les autres massifs étudiés, celui de Cognac-le-Froid doit être rattaché au granite de St-Sylvestre. Le massif de Crozant, le massif de Blond présentent des caractères intermédiaires entre les deux types.

Le fait que les granites à deux micas apparaissent comme étant congénères des granites à biotite auxquels ils sont associés permet de conclure qu'ils en dérivent par un phénomène de différenciation ou par remobilisation. Dans la première hypothèse, l'individualisation des granites à deux micas résulterait d'une différence dans les phases de cristallisation primaires. L'étude de la succession des granites dans le massif de St-Sylvestre, compte tenu de l'évolution paragénétique qui l'accompagne, permet de proposer une telle solution. La confrontation entre les données pétrographiques et géochimiques et les résultats expérimentaux permet effectivement d'avancer que la sillimanite dans le granite de Châteauponsac, et une partie au moins de la muscovite dans le granite à deux micas de St-Sylvestre sont susceptibles d'exister en tant que phases de cristallisation primaire magmatiques. La succession de ces minéraux serait liée à un abaissement de la température de cristallisation en rapport avec la composition et vraisemblablement l'importance de la phase fluide. Cette hypothèse s'appuie sur le fait que ces trois granites ont sensiblement la même composition moyenne en éléments majeurs et ne diffèrent que par les éléments en traces : le granite à deux micas de St-Sylvestre est notamment plus riche que le granite de la Brame en éléments volatils qui entrent dans la composition de la phase fluide, notamment en lithium, en bore, certainement aussi en fluor. Les granites à grain fin de type Châteauponsac occupent à cet égard une position intermédiaire. Or, l'adjonction d'éléments tels que le lithium et le fluor à H_2O dans les systèmes expérimentaux à quartz-albite-orthose- H_2O a pour effet d'abaisser la température de fusion commençante dans des proportions notables. Dans son déplacement vers les températures plus faibles, la courbe des minima de fusion quitte le champ de stabilité de la sillimanite pour traverser celui de l'andalousite et atteindre enfin celui de la muscovite. Autour d'une pression de 2 kbars, un abaissement de la température de 680 à 630-600°C suffit à produire les variations de paragenèse observées dans le massif de St-Sylvestre (figure n° 23).

Dans l'ensemble Brame-St-Sylvestre, la composition des granites à deux micas en éléments majeurs est déjà réalisée au niveau du granito-gneiss, véritable "granite à deux micas avorté". L'enrichissement en éléments volatils et en d'autres éléments à l'état de traces caractéristiques des granites à deux micas se fait progressivement. Dans l'ensemble formé par le granite de Guéret et le granite à deux micas de la Marche, en liaison avec les conditions tectoniques, le phénomène est plus brutal, et on passe directement du domaine de stabilité de minéraux comme la cordiérite ou la sillimanite à celui de la muscovite sans qu'apparaisse l'andalousite, avec en plus une différenciation acide et à un degré moindre alcaline qui s'ajoute à celle des éléments en traces.

C - L'EVOLUTION DANS LES GRANITES A DEUX MICAS

Tous les massifs de granite à deux micas étudiés présentent quel que soit

leur environnement une évolution géochimique spatiale qui prend l'aspect d'une différenciation acide et sodique, avec une augmentation de Si, Na, Rb, Li, Cs, Sn, Be, B, Ta, Cu, W, du rapport Ba/Sr opposée à une diminution de K, Fa, Mg, Ti, Ca, Sr, Ba, Pb (tableaux n° 34 et 37) (schéma général du tableau n° 58). Le zinc et le gallium varient peu. La teneur d'éléments tels que Vd, Cr, Co, Ni associés aux minéraux ferro-magnésiens est inférieure à la limite de dosage. Dans sa tendance leucocrate, cette évolution prolonge celle observée dans les granites à biotite, mais par contre elle se traduit par un renversement des tendances alcalines : dans les granites à biotite, le potassium croît corrélativement avec la silice, alors que dans les granites à deux micas, le sodium augmente et le potassium diminue. Sur les diagrammes de H. de la ROCHE, les axes d'évolution respectifs présentent une discordance nette (figure n° 15). Ce renversement des tendances alcalines peut être expliqué dans le cadre du système expérimental albite-anorthite-orthose- H_2O par l'évolution du bain lors de la cristallisation. A cause de leur teneur faible en calcium, les granites à deux micas sont pratiquement confondus avec la ligne cotectique du système située très près du côté Ab-Or et sensiblement parallèle à lui : lorsque la température diminue, le point figuratif de la composition du bain migre le long de cette ligne en direction du pôle albite dont la température de formation est plus faible que celle de l'orthose. Pour les compositions comportant une teneur notable en anorthite, ce qui est le cas des granites à biotite, le point figuratif migre vers cette ligne, ce qui se traduit par un enrichissement en orthose (figure n° 24). Dans les granites à deux micas, les termes de températures plus basses sont donc enrichis en albite par rapport au feldspath potassique, et en sodium par rapport au potassium.

L'évolution chimique en ce qui concerne les éléments majeurs met en jeu des différences parfaitement significatives, mais dont l'ampleur n'est pas toujours suffisante pour modifier de façon très visible la proportion des principales phases minérales primaires intéressées. Par contre, les variations de la composition de certaines phases minérales comme la biotite ou le feldspath potassique, reproduisent en les accentuant les variations géochimiques au niveau de la roche. C'est ainsi que les biotites évoluent avec la sodification vers des termes très alumineux et pauvres en magnésium. Les variations des éléments en traces sont en valeur relative souvent plus importantes, mais également plus nettes au niveau des phases minérales.

Sur la base de critères pétrographiques, et corrélativement à cette évolution géochimique, une zonalité a été définie antérieurement dans les différents massifs de granite à deux micas (J. BARBIER et G. RANCHIN - 1969 b). Dans le sens de la sodification croissante, de manière simplifiée, les stades 1 et 2 se caractérisent respectivement par l'absence et la présence de perthites en taches coalescentes mâclées, le stade 3 par la présence de roches microgranitiques ; un quatrième stade pourrait correspondre aux albitites signalées pour la première fois par G. AUBERT, A. AUTRAN et L. BURNOL (1965) et apparaissent dans des massifs plus lointains (Echassières, Montebbras dans la Marche Est) (tableau n° 33, figure n° 38). Ce qui fait la valeur des critères adoptés, et le problème se pose surtout à propos du premier qui concerne la forme des perthites, c'est que leur apparition, tout en dépendant des conditions thermodynamiques de cristallisation des phases primaires, n'est pas liée à une composition chimique donnée. Cela a

été démontré dans le cas du granite de St-Sylvestre. Ces critères ne seront donc pas influencés par les variations chimiques observées entre les massifs, ou à l'intérieur d'eux, et qui sont sans rapport avec le degré de différenciation. A l'inverse, la présence d'albite et l'absence d'oligoclase acide ne sont pas de bons critères de différenciation car trop liées à la teneur en sodium qui varie pour une même acidité selon les massifs.

Les roches à structure microgrenue sont certainement développées dans les parties apicales des massifs qui correspondent de ce fait également à des zones de sodification intense. Il a été montré que le développement des plages d'albite mâclée à l'intérieur des feldspaths potassiques exprimait une tendance croissante à l'immiscibilité des phases en présence et à la séparation en termes de plus en plus purs. Tout en étant vraisemblablement liée à un abaissement de la température de cristallisation des phases primaires, cette texture résulte d'une diffusion d'ions dans l'état solide orientée vers la formation des phases minérales à énergie libre plus grande. Cette diffusion se fait généralement en dehors des plans de ségrégation habituel des perthites, à la faveur des discontinuités physiques du réseau.

En fait, la séparation des perthites mâclées rentre dans la catégorie des processus deutériques, terme sous lequel il faut grouper l'ensemble des transformations ayant affecté des minéraux déjà cristallisés pendant le laps de temps qui correspond à l'étalement des processus de granitisation dans un massif. La répartition en est souvent zonale, ce qui révèle alors une liaison étroite avec les conditions de cristallisation des phases primaires.

Un premier groupe de phénomènes deutériques, dans la gamme probable des températures comprises entre 350° et 600°, est représenté par les échanges d'ions alcalins mis en jeu dans un certain nombre de réactions secondaires. A côté de la séparation des perthites, il faut citer certaines transformations autométamorphiques particulièrement répandues dans les granites cataclastiques comme celui de la Marche, où l'instabilité de certaines phases minérales est liée aux contraintes dynamiques : la transformation de l'orthose en microcline par diffusion d'ions avec développement de la macle croisée, le développement d'antiperthites dans l'albite et l'oligoclase par réaction d'échange avec la phase fluide interstitielle sous l'effet de réchauffements mécaniques suivis de refroidissements, etc ... Les phénomènes de muscovitisation métasomatique, notamment ceux qui affectent les feldspaths, peuvent être rangés également dans ce groupe, qui correspond dans son ensemble aux transformations autométamorphiques liées directement aux conditions de cristallisation des phases minérales primaires.

Un autre groupe important de transformations deutériques, celles-ci à caractère hydrothermal, est représenté par les altérations secondaires de la biotite. Dans les sondages effectués sur le granite à deux micas de St-Sylvestre, la chloritisation de la biotite avec apparition de fluorine et leucoxène est un phénomène fréquent. Des altérations plus poussées de la biotite, transformée en un mélange de chlorite, de séricite et de feldspath potassique, ont été observées, qui s'accompagnent de silicifications. Il faut prendre garde cependant que les phénomènes de ce type ne sont pas nécessairement deutériques et peuvent être liés à une tectonique post-granitique.

Les processus deutériques ont contribué très largement à donner son aspect actuel au granite considéré dans ses différenciations fines. La plupart de ces processus ont fait intervenir la phase aqueuse, soit qu'elle ait pris part directement à la réaction (chloritisation et séricitisation des biotites, muscovitisation des feldspaths), soit comme

agent échangeur ou comme catalyseur dans les transferts d'ions alcalins. L'essentiel des processus deutériques est donc lié à la phase fluide.

II - LES VARIATIONS DE L'URANIUM PRIMAIRE A L'ETAT DE TRACES

A - LES ASPECTS STATIQUES DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN

Les formes sous lesquelles l'uranium peut apparaître dans les granites du Nord-Limousin sont relativement peu nombreuses, à l'exclusion naturellement de celles qui sont le résultat de remaniements secondaires.

L'uranium existe sous trois formes principales :

- Un minéral indépendant, l'uraninite.
- En position intra-cristalline, et vraisemblablement diadochique dans les minéraux accessoires transparents radioactifs contenant du thorium et des terres rares : monazite, zircon, apatite.
- Toujours en position intra-cristalline, mais vraisemblablement dispersé et adsorbé dans les discontinuités physiques du réseau, à l'intérieur de la biotite et peut-être aussi dans d'autres minéraux. Cet uranium dispersé n'est décelable que par l'étude des traces de fission.

Parmi les minéraux accessoires transparents radioactifs, le plus riche en uranium est la monazite, où il est décelable à la microsonde électronique, ce qui n'est pas le cas dans le zircon et l'apatite.

L'uraninite a été observée dans tous les granites étudiés, avec évidemment une abondance très variable. Le dosage du plomb et de l'uranium à la microsonde électronique dans l'uraninite donne des valeurs qui s'échelonnent respectivement entre 3,2 et 4,2 % et entre 80 et 83 % lorsqu'il n'y a pas de thorium. Ces variations sont d'ordre analytique et ne paraissent pas en rapport avec le type de granite. La possibilité d'un âge de cristallisation de l'uraninite qui soit commun à l'ensemble des granites du Nord-Limousin, ne doit donc pas être écartée. L'uraninite de ces granites est pauvre en thorium, décelé dans un seul cristal avec une teneur de 2 %. Par comparaison avec les uraninites des granites de la Montagne Bourbonnaise et du Morvan où le thorium est décelé systématiquement avec des teneurs relativement élevées (entre 6 et 10 %), il semble bien que la composition des uraninites, de même d'ailleurs que la nature des minéraux radioactifs, expriment certaines caractéristiques géochimiques qui ont une valeur régionale.

Les cristaux d'uraninite apparaissent le plus souvent à l'intérieur des minéraux du granite, parfois isolément, parfois associés à de la pyrite et à une gangue ferrugineuse plus ou moins complexe composée d'éléments que l'on peut considérer comme les accompagnateurs de l'uraninite et dont la présence date de la cristallisation même de ce minéral. Ce sont principalement le zirconium, le phosphore, le calcium, le thorium et des terres rares (cérium, lanthane, néodyme, et dans un cas le gadolinium), ainsi que le zinc. Ils forment ce que nous avons appelé la microparagenèse de l'uraninite. Par ailleurs, l'uraninite s'entoure également d'une auréole de destruction due à l'action ionisante des rayons alpha sur le minéral-hôte, avec par exemple dans les biotites une auréole interne décolorée

vert-pâle et une auréole brune externe classique correspondant à une ionisation plus faible. C'est l'analyse à la microsonde électronique qui nous a permis de mettre en évidence la microparagenèse associée à la gangue ferrugineuse que la simple observation au microscope confondrait facilement avec les produits d'une altération qui serait favorisée par la radio-activité et postérieure à la cristallisation de l'uraninite. Cette gangue ferrugineuse est surtout développée dans les feldspaths mais certains des éléments qu'elle renferme ont été retrouvés autour des cristaux d'uraninite contenus dans la biotite. Cette gangue s'entoure elle-même dans les plagioclases d'une auréole sériciteuse. L'environnement auréolaire des cristaux d'uraninite renferme également des carbonates. Bien que la séricitisation du plagioclase ne déborde pas de la zone de destruction radioactive dont la limite est fixée par le parcours des rayons alpha du radium C', elle apparaît comme un phénomène réactionnel ayant accompagné la cristallisation de l'uraninite. C'est un argument pour penser que la cristallisation de l'uraninite est postérieure à la formation des minéraux qui la contiennent tout au moins aux feldspaths. La disposition des éléments de la gangue en auréoles concentriques est un effet de la radioactivité liée à l'existence de rayons alpha à parcours différents. Un phénomène de remplacement, impliquant que l'introduction même de l'uranium est postérieure au minéral-hôte, et pas seulement sa cristallisation, apparaît comme une hypothèse séduisante qui permet d'expliquer pourquoi la gangue est surtout développée dans certains minéraux, les feldspaths, et pourquoi l'uraninite est concentrée de façon préférentielle dans certains minéraux, les micas. En effet, ceux-ci contiennent près de 50 % des cristaux dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Dans un phénomène de remplacement, l'effet réceptif des minéraux va intervenir vis à vis de l'uranium et des éléments de la paragenèse. Un des aspects de l'effet réceptif pourrait être lié au champ microfissural. Certaines des caractéristiques de l'environnement auréolaire et la répartition de l'uraninite peuvent donc s'expliquer par une cristallisation de ce minéral lors de la phase deutérique, hypothèse rendue probable par d'autres observations.

B - LES ASPECTS EVOLUTIFS DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD LIMOUSIN ¹⁾

Dans l'ensemble des granites du Nord-Limousin, les variations de la teneur en uranium sont liées pour l'essentiel à l'abondance de l'uraninite. Autrement dit, les augmentations nettes de la teneur en uranium correspondent toujours à un accroissement de la quantité d'uraninite. Cela est vrai lorsque l'on compare des granites dont les teneurs sont très différentes, comme les granites à biotite et les granites à deux micas, mais aussi à l'intérieur d'un même faciès, lorsque l'on considère des passages à teneur différente dans le cas d'un "fond géochimique" hétérogène. Il en résulte que d'une manière générale l'homogénéité de la teneur en uranium dans un granite va dépendre essentiellement de l'homogénéité de la répartition de l'uraninite. Ces remarques ne signifient pas toutefois que les autres formes sous lesquelles apparaît l'uranium représentent un "fond géochimique" inva-

¹⁾ Les variations de l'uranium, du thorium et des Terres Rares dans les granites du Nord-Limousin sont présentées de manière schématique sur le tableau n° 58, corrélativement avec le mode d'évolution des autres éléments étudiés : les variations considérées sont pour l'essentiel celles qui se rattachent aux processus de différenciation.

	Granite de Guéret (biotite - cordiérite)			Granite de la Brame (biotite - sillimanite)		
Faciès pétrographiques	Granodiorites		Faciès porphyroïde (La Souterraine)	Faciès de convergence avec le granite de Guéret (sillimanite) prismatique - cordiérite		Faciès-type (biotite - sillimanite fibreuse - muscovite secondaire)
	Si, K, Be, B, Sn		→	Si, K		→
	Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ti		←	Fe, Mg, Ca, Mn, Ti		←
	Ba, Sr, Cu, V, Pb, Zn, Ga		←	Ba, Sr, Cu, V, Pb		←
	Na, P		←	Al, Na, Zn, Ga, Be, Sn, B, Ta		←
Eléments à variation faible ou nulle						
Thorium	23	surface	16	m = 25 (ensemble du granite - surface)	13 (sondage)	
Zirconium	110	surface	60	m = 40 (ensemble du granite - surface)	20 (sondage)	
Uranium	4,2	surface	8	9	15	
PRINCIPAUX FACIÈS GRANITIFIQUES DU MASSIF DE ST-SYLVESTRE						
Faciès pétrographiques	Brame - Faciès-type (biotite - sillimanite fibreuse - muscovite secondaire)		Chateauponsac (deux micas - andalousite)	St-Sylvestre Ouest (deux micas - sans perthitisation)		St-Sylvestre Est (deux micas - avec perthitisation)
	Li, Kb, Sn, Be		→	P, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta		→
	Ba, Sr, Ga		←	K, Ca, Fe, Mg, Ti		←
	Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, P, Cu, V		←	Ba, Sr, Pb		←
	Zn, Cs		←	Al, Zn, Ga		←
Eléments à variation faible ou nulle						
Thorium	13	9	25 - 30	20		
Zirconium	20	20	30 - 35	20		
Terres rares	La, Sm, Eu, Dy		La, Sm, Eu, Dy	La, Sm, Dy		
Uranium	15	18	20 - 22	Eu	15	

Tableau n° 58 - Tableau récapitulatif des variations du thorium, du zirconium, des Terres rares et de l'uranium dans les processus d'évolution pétrographique et géochimique liés à la différenciation. Les chiffres indiqués correspondent aux valeurs extrêmes supposées du fond géochimique (sauf indication contraire ces valeurs ont été calculées à partir des sondages).

riable, mais leurs variations en valeur relative et en valeur absolue sont plus faibles ; leur incidence sur l'aspect évolutif de l'uranium peut être négligée en comparaison du rôle joué par l'uraninite.

Tous les granites à deux micas étudiés, tout au moins ceux qui se présentent en massifs individualisés, se sont révélés nettement plus riches en uranium que les granites à biotite. Ce n'est pas le cas apparemment pour le faciès à deux micas du massif d'Aureil sur lequel on ne dispose pas à vrai dire de renseignements très valables, et, dans les granites à biotite, pour le granite porphyroïde de la Souterraine dont la teneur devrait se rapprocher de celle des granites à deux micas d'après les renseignements tirés de l'étude de surface. Déjà caractérisé par ses teneurs élevées en béryllium et en bore, ce faciès du massif de Guéret se distinguerait également par sa teneur en uranium.

Les facteurs qui déterminent l'enrichissement en uranium des granites à deux micas peuvent être perçus dans le massif de St-Sylvestre où l'individualisation du granite à deux micas se fait de manière progressive, ce qui nous a permis déjà d'analyser son mode de formation. Dans le granite de la Brame, le faciès à sillimanite prismatique qui se rapproche par sa paragenèse et sa composition des granites à biotite "de type Guéret" présente dans le sondage du St-Jouvent des passages riches en uraninite à teneur élevée ($\approx 20 \mu\text{g/g}$) qui contrastent avec un fond très bas (entre 4 et $8 \mu\text{g/g}$) dépourvu d'uraninite et comparable aux teneurs des granites à biotite (figure n° 30). Les passages riches en uraninite sont caractérisés par une muscovitisation intense à caractère fissural. Plus près du granite à deux micas de St-Sylvestre, le faciès à sillimanite fibreuse dans le sondage de Compreignac présente un enrichissement très net en uranium avec une teneur moyenne probable de l'ordre de $15 \mu\text{g/g}$ contre $9 \mu\text{g/g}$ environ pour le sondage précédent. La teneur moyenne se rapproche de celle du granite à deux micas de St-Sylvestre, mais l'uraninite est encore répartie de façon hétérogène à l'échelle du sondage, avec des passages particulièrement riches où la teneur atteint $30 \mu\text{g/g}$ (tableau n° 38, figure n° 29). Par comparaison, le granite à deux micas de St-Sylvestre se caractérise par une répartition de l'uraninite homogène. Il en résulte que les variations de la teneur dans un sondage ne sont pas supérieures aux écarts analytiques. De plus, à l'échelle du faciès, le fond géochimique varie peu. C'est le cas par exemple pour la zone occidentale de ce granite, la zone des gisements, où les teneurs en uranium décelées sont comprises entre 17,5 et $22 \mu\text{g/g}$. Dans la région de Margnac, sur près d'un kilomètre, il a été montré que la teneur restait pratiquement constante (entre 20 et $22 \mu\text{g/g}$).

Dans le massif de St-Sylvestre, l'enrichissement en uranium et l'homogénéisation des teneurs sont deux phénomènes concomitants. Ils sont liés aux facteurs qui provoquent la cristallisation de la muscovite et l'individualisation du granite à deux micas, donc à la phase fluide. Dans le granite de la Brame, la muscovitisation à caractère métasomatique et la cristallisation de l'uraninite sont deux phénomènes associés dans l'espace et très nettement deutériques. Dans les granites à deux micas, où les processus qui sont en cause atteignent leur intensité maximum, d'après les caractéristiques de sa répartition et de son environnement auréolaire, il semble que l'uraninite reste deutérique. Certaines altérations deutériques à caractère hydrothermal qui affectent la biotite s'accompagnent parfois d'un enrichissement en uraninite, ce qui montre que les deux phénomènes sont associés dans le temps.

Il n'est pas encore possible d'affecter à chaque granite ou à chaque faciès reconnu une teneur précise en uranium, car les données analytiques intéressant la roche

saine sont souvent insuffisantes. Comme le montre le tableau récapitulatif des teneurs en uranium des massifs étudiés, les fourchettes données pour un certain nombre de valeurs restent de l'ordre de quelques microgrammes (tableau n° 60). Dans certains cas, des relations statistiques entre les teneurs relevées en surface et les teneurs en uranium primaire ont pu être établies. Dans l'interprétation des chiffres qui sont donnés, il faut tenir compte qu'une teneur moyenne en surface représente effectivement la moyenne de teneurs très variées, cela par suite des perturbations provoquées par l'altération. Au contraire, une teneur moyenne en uranium primaire représente un "fond géochimique", qui, compte tenu des gradients de variation de l'uranium, est souvent caractéristique du faciès dans son ensemble, sauf dans certains cas particuliers où la répartition de l'uranium est très hétérogène comme dans le granite de la Brame. Dans ce dernier cas, le phénomène d'enrichissement en uranium des granites à deux micas est "décomposé" en des stades transitoires, alors qu'en général ce sont les termes extrêmes plus homogènes qui sont considérés.

Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, aussi bien les sondages que les échantillonnages de surface laissent supposer une baisse de la teneur en uranium avec la sodification. Autrement dit, la zone orientale et particulièrement le dôme de St-Goussaud où la teneur peut s'abaisser à 15 $\mu\text{g/g}$ présente une teneur moyenne inférieure à celle de la zone occidentale, la zone des gisements, où la teneur proche le plus souvent de 20 $\mu\text{g/g}$ (Margnac) ne descend pas au-dessous de 17,50 $\mu\text{g/g}$ (Brugeauds). A la zonalité granitique correspond une variation de l'uranium dans le cas précis du massif de St-Sylvestre. Mais le granite des Monts de Blond, qui apparaît comme l'équivalent pétrographique du granite de St-Goussaud, présente une teneur de 20 $\mu\text{g/g}$ dans le sondage de Blond. Il n'y aurait donc pas toujours correspondance entre la teneur en uranium et les stades de différenciation établis sur la base de critères pétrographiques. De manière générale, la teneur en uranium primaire de tous les granites à deux micas devrait se situer entre 15 et 22 $\mu\text{g/g}$, avec peut-être pour le massif de Crozant une teneur plus faible (entre 13 et 15 $\mu\text{g/g}$), en accord avec les résultats de l'échantillonnage de surface (tableaux n° 38, 39 et 60).

En ce qui concerne les granites à biotite, la teneur en uranium primaire du granite de Guéret dans les carrières du Maupuis, autrement dit du faciès banal, est égale à 7 $\mu\text{g/g}$. L'échantillonnage de surface fait apparaître une croissance de la teneur en uranium avec l'acidité depuis les faciès granodioritiques jusqu'aux faciès porphyroïdes, l'augmentation étant marquée surtout au niveau du granite de la Souterraine. Ce faciès excepté, la teneur en uranium dans le massif de Guéret et dans les autres massifs de granite à biotite (Marche Occidentale, Aureil) devrait se situer entre 5 et 7 $\mu\text{g/g}$ (tableaux n° 41, 42, 43 et 60).

La charnière entre les granites à biotite et les granites à deux micas pour les teneurs en uranium est donc bien représentée par le granite de la Brame.

III - LES VARIATIONS DU THORIUM, DU ZIRCONIUM ET DES TERRES RARES

Le thorium, qui n'a qu'une valence, la valence 4, sous laquelle il est peu soluble, devrait rester stable pendant l'altération. Les sondages effectués dans le granite à deux micas de St-Sylvestre révèlent une augmentation de la teneur d'environ 15 % au voisinage de la surface, ce qui confirme cette stabilité, car les mesures se font à densité apparente constante et il est donc normal qu'il y ait un enrichissement relatif. Dans les

sondages étudiés, la répartition du thorium est relativement homogène (tableau n° 44). Sur toute l'étendue des faciès, il n'en est pas de même, et des teneurs anormalement élevées ont été décelées en liaison avec des concentrations de monazite. L'essentiel du thorium est contenu dans ce minéral : les teneurs en thorium des monazites déterminées à la micro-sonde varient entre 3,80 et 10,30 %, avec une majorité de valeurs autour de 8 %.

Dans les granites à biotite, en prenant comme exemple le granite de Guéret, la teneur en thorium diminue lors de l'évolution qui se manifeste depuis les faciès grano-dioritiques jusqu'aux faciès porphyroïdes. Les teneurs moyennes des différents faciès sont échelonnées entre 23 et 15 $\mu\text{g/g}$. Le thorium a donc un comportement inverse de celui de l'uranium, et le rapport Th/U croît (tableaux n° 48 et 58). Une tendance analogue existe dans le granite de la Brame. Dans le granite à deux micas de St-Sylvestre, au contraire, le thorium varie dans le même sens que l'uranium, et diminue avec la sodification : le rapport Th/U ne change pas de manière significative. Les teneurs en thorium déterminées dans les sondages s'échelonnent entre 34 et 18 $\mu\text{g/g}$ (tableaux n° 44, 46 et 47 ; tableau n° 58). Il résulte de ces observations que le rapport Th/U ne saurait avoir de signification particulière.

L'individualisation du granite à deux micas de St-Sylvestre se traduit par un enrichissement en thorium comparativement au faciès de transition du granite de la Brame. La zone occidentale du granite à deux micas de St-Sylvestre est donc à la fois enrichie en uranium et en thorium, et cet enrichissement marque une discontinuité dans le comportement du thorium par rapport à son évolution dans les granites à biotite (tableau n° 58). A cet égard, il faut bien voir que les modalités de l'enrichissement en thorium sont fort différentes de celles qui caractérisent l'uranium. Celui-ci augmente progressivement durant l'évolution qui se manifeste dans le granite de la Brame depuis les faciès mélanocrates jusqu'aux faciès de transition avec le granite à deux micas. Au contraire, le thorium diminue durant cette évolution, et il est enrichi brutalement dans la zone Ouest du granite à deux micas de St-Sylvestre. De même, les phénomènes deutériques qui influent sur l'uranium primaire sont sans effet sur le thorium. En réalité, même lorsque leurs variations sont sensiblement parallèles, le thorium et l'uranium n'ont jamais tout-à-fait le même comportement. De plus, dans les granites à biotite, ils ont un comportement inverse.

Les variations du zirconium se font parallèlement à celles du thorium, avec une stabilisation plutôt qu'une augmentation de la teneur dans la zone occidentale du granite à deux micas de St-Sylvestre. Les terres rares ont un comportement analogue à celui du thorium et du zirconium, notamment le lanthane et le samarium, qui, avec l'euprium et le dysprosium ont fait l'objet d'un certain nombre d'analyses dans les granites du massif de St-Sylvestre (figure n° 34, tableaux n° 51 et 52 ; tableau n° 58). Cela est normal, car le lanthane et le samarium sont des terres cériques dont la monazite est le minéral le plus important. Le dysprosium, qui appartient aux terres yttriques, et l'euprium, seul élément divalent de la série du lanthane, varient un peu différemment des éléments précédents, et leur comportement paraît se rapprocher de celui de l'uranium. Parmi les variations observées, celle du zirconium dans les processus d'évolution du massif de Guéret est une des plus spectaculaires, avec un enrichissement très net dans les granodiorites (figure n° 4).

IV - LES PRINCIPES CRISTALLOCHIMIQUES ET LE COMPORTEMENT DES ELEMENTS EN TRACES - LES ASPECTS PROPRES A L'URANIUM

Inspirée des travaux de L.V. TAUSON, une classification des éléments en traces a été proposée, qui tient compte à la fois de la notion pondérale, du mode d'occurrence des éléments et de leur comportement dans l'évolution granitique, dans la mesure où ces différents aspects sont conciliables (tableau n° 59). Le rôle plus ou moins important joué par les règles de la substitution diadochique dans le comportement des éléments permet de distinguer deux groupes principaux avec :

1°) Un premier groupe formé par les éléments qui disposent de larges possibilités de substitution diadochique dans les minéraux silicatés principaux et dont le comportement va dépendre des règles qui régissent les remplacements isomorphes. Les plus représentatifs sont les métaux électropositifs qui forment une liaison fortement ionique avec l'oxygène à l'extérieur des sites tétraédriques (Li, Rb, Cs, Ba, Sr).

2°) Un second groupe dans lequel il est possible de distinguer :

a - d'une part, les éléments dont les possibilités de substitution diadochique dans les minéraux silicatés principaux sont pratiquement nulles et qui se séparent pour former les minéraux accessoires usuels du granite (terres rares, zirconium, thorium).

b - d'une part, les éléments qui disposent de certaines possibilités limitées de substitution diadochique et qui se séparent sous forme de minéraux indépendants lorsque leur teneur est suffisamment élevée. Ce sont notamment l'étain, ses accompagnateurs (wolfram, niobium, tantale), le béryllium et le bore.

L'uranium, dont la géochimie dans les granites limousins nous est apparue dominée par l'aptitude à cristalliser sous forme d'uraninite à de faibles concentrations appartient naturellement au groupe 2. A la différence du thorium, il n'est qu'un constituant mineur des minéraux accessoires transparents, et nous avons vu aussi que les divergences notables caractérisaient le comportement respectif de ces deux éléments dans la différenciation granitique. Bien que leur évolution soit parfois confondue, et qu'une certaine quantité de thorium ait été observée dans l'environnement auréolaire des cristaux d'uraninite associée au zirconium et aux terres rares, ces divergences apparaissent trop importantes en regard des propriétés cristallochimiques de U^{4+} et Th^{4+} qui sont très voisines. Elles préfigurent aussi la séparation à peu près complète de l'uranium et du thorium dans les filons hydrothermaux dont ce dernier élément est pratiquement absent. Pour qu'elles soient explicables, il faut admettre qu'une partie au moins de l'uranium était à l'état hexavalent lors de la différenciation granitique. L'aptitude bien connue des ions uranyles à former des complexes avec des anions volatils tels que CO_3^{--} et F^{--} pourrait expliquer aussi la concentration de cet élément dans les roches riches en éléments volatils comme les granites à deux micas, et le lien qu'il présente avec les cristallisations deutériques. Le comportement de l'uranium dans l'évolution des granites à deux micas n'est pas encore assez bien connu pour faire l'objet d'une interprétation théorique. Sans doute faut-il tenir compte des conditions de stabilité des complexes en fonction de la composition chimique d'ensemble du granite à deux micas, notamment de la composition en alcalins et du rôle de ceux-ci dans les processus deutériques, car des relations encore floues apparaissent entre l'uranium et ces

	Eléments	Propriétés cristallochimiques déterminantes	Localisation	Règles générales dictant le comportement
Groupe 1 Eléments structuraux des silicates principaux	Li, Rb, Cs, Ba, Sr	Liaison M-O fortement ionique rayon ₀ ionique grand (> 1 Å) (sauf Li)	Sites structuraux extérieurs aux tétraèdres	Larges possibilités de substitution diadochique dans les silicates principaux - Règles régissant la formation des solutions solides (exigences cristallochimiques - règles thermodynamiques). Dans certaines limites, affinité (cohérence) géochimique avec les éléments majeurs à propriétés cristallochimiques voisines
	Ga	Rayon ionique petit	Sites tétraédriques	
	Co, Ni, Cr, Vd, Pb	Liaison à caractère intermédiaire	Sites extérieurs au tétraèdre	
	Cu, Zn	Liaison à caractère covalent	Sites extérieurs aux tétraèdres Adsorbés sur les surfaces	
Groupe 2 Eléments à comportement diversifié (structuraux dans silicates principaux ou phases séparées parfois métalliques)	Sn, Nb, Ta, W, Be, B	Forte charge (sauf Be) Rayons ioniques petits (Be, B) ou intermédiaires Potentiel ionique élevé	Sites structuraux des silicates principaux Minéraux indépendants (oxydes, silicates)	Possibilités limitées de substitution diadochique dans les silicates principaux - Aptitude à cristalliser sous forme de minéraux indépendants à teneur élevée
Intermédiaire	U	Forte charge - Rayon ionique grand Existence d'une valence VI	Minéraux indépendants (uraninite) - Sites structuraux des minéraux accessoires Adsorbé sur les surfaces des silicates principaux	Aptitude à cristalliser en uraninite à faible teneur - Substitution diadochique très limitée dans les minéraux accessoires et nulle dans les silicates principaux
Groupe 3 Eléments des minéraux accessoires usuels	Zr, Th, Terres Rares Y (non étudié)	Forte charge Rayons ioniques grands	Dans les minéraux accessoires usuels (Combinaisons silicatées et phosphorées)	Aucune possibilité de substitution diadochique dans les silicates principaux ; se séparent sous forme de minéraux accessoires même à faible teneur

Tableau n° 59 - Classification des éléments en traces étudiés sur la base des facteurs cristallochimiques qui déterminent leur comportement dans les phénomènes d'évolution granitique observés dans le Nord-Limousin.

différents facteurs.

L'absence ou le caractère limité des relations cristallogéniques entre les éléments du groupe 2 et les éléments majeurs explique leur comportement. Les ions qui correspondent aux éléments de ce groupe ont une charge élevée (Th^{4+} , TR^{3+} , Zr^{4+} , Sn^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , W^{6+} , B^{3+} , P^{5+}), et de plus, dans le cas de Zr^{4+} , Th^{4+} , TR^{3+} , le rayon ionique est largement supérieur à celui des éléments majeurs à forte charge (Si^{4+} , Al^{3+} , Ti^{4+}). C'est la raison pour laquelle le zirconium, le thorium et les terres rares se séparent sous forme de minéraux accessoires, et leur enrichissement dans les faciès granitiques de température plus élevée aussi bien dans l'évolution des granites à biotite que dans celle des granites à deux micas apparaît conforme à la grande stabilité du lien qu'ils forment avec l'oxygène. Quant aux éléments du sous-groupe de l'étain, une fois épuisées leurs possibilités de substitution diadochique dans les minéraux des granites à deux micas, ils se concentrent sous forme de minéraux indépendants dans les fractions pegmatitiques et les filons quartzeux. D'autre part, tous les éléments du groupe 2 se caractérisent par un potentiel ionique élevé, et conformément aux conceptions modernes du magma, ils vont former avec l'oxygène et les anions volatils des groupements polyédriques complexes plus ou moins polymérisés avec les groupements tétraédriques SiO_4^{-4} , et, suivant le cas, ils vont soit cristalliser sous forme de phases séparées, soit se concentrer dans des fractions résiduelles. L'enrichissement relatif en zirconium, thorium et terres rares de certains granites à deux micas par rapport aux granites à biotite, l'aptitude de ces éléments à s'accumuler dans les pegmatites sont des phénomènes qui paraissent contraires à leur concentration dans les fractions de température plus élevée durant l'évolution granitique. En accord avec certaines idées développées par A.E. RINGWOOD (1955 b), le retard apporté à la cristallisation des minéraux accessoires pourrait être lié alors à un accroissement de la polymérisation des complexes formé par Zr, Th, TR^{3+} , P, par suite de la teneur élevée en anions volatils tels que $(\text{OH})^-$ et F^- .

La différenciation des éléments en traces du groupe 1 obéit généralement aux règles de l'isomorphisme dynamique qui comportent un double aspect :

- Lorsque les conditions thermodynamiques sont favorables à la cristallisation de certaines phases minérales, les éléments en traces dont les propriétés cristallogéniques (rayon ionique, charge, électronégativité et potentiel d'ionisation) sont comparables à celles des éléments majeurs qui définissent ces phases se concentrent dans les roches concernées. C'est le principe de la cohérence géochimique entre éléments majeurs et éléments en traces. Les grandes lignes de la répartition des éléments en traces dans l'ensemble des granites du Limousin en dépendent.
- Lorsque plusieurs éléments sont susceptibles par leurs propriétés cristallogéniques d'occuper le même site structural, l'entrée préférentielle de l'un ou l'autre de ces éléments à certains stades de la différenciation sera déterminée par les différences légères qui existent entre leurs propriétés cristallogéniques respectives. Il en résulte des variations dans les rapports de ces éléments, comme par exemple pour Rb/K, Rb/Ba, Sr/Ba ... qui sont d'excellents indicateurs du degré de différenciation. La plupart des phénomènes observés dans le Limousin ont pu être expliqués par les principes de V.M. GOLDSCHMIDT établis d'après le rayon et la charge, et par les règles de A.E. RINGWOOD et L.H. AHRENS basées sur la nature de liaison chimique métal-oxygène exprimée par l'électronégativité ou le potentiel d'ionisation. Par ailleurs, le rôle de l'adsorption dans la fixation de certains

GRANITE A DEUX MICAS

Zone ou massif	Teneur moyenne en surface		Valeur réelle du fond géochimique		Nombre de gisements d'uranium reconnus (le 2.4.1968)		
			déduite de la teneur en surface	déduite des éch. profonds	> 10 T	> 100 T	> 500 T
St-Sylvestre Ouest	12,5	10,5	# 20		15	21	5
St-Sylvestre Est Zone St-Léger - Bellezanne	9,5		16 - 19		6	6	1
St-Sylvestre Est St-Goussaud			16 - 19				
Marche Ouest (Zone Lussac - St-Sulpice)	# 10		entre 16 et 20		1	2	3
Marche Ouest (zone de Dompierre)	7,5		13 - 14				
Marche Centrale (St-Aignant Anzème)	8,0-8,5		15 - 18	entre 15 et 20	1		
Blond	9			20			
Châteauponsac	9			18			
Cognac-le-Froid	9		16 - 19		1		
Crozant	7,0-7,5			13 - 14			

GRANITES A BIOTITE

Brame	Faciès- type St-Jouvent	9,5	13 - 15	# 15	2		
				# 9			
Guéret (Ouest de La Creuse)		5,0 - 5,5 (4 à 8 suivant les faciès)	6,5	6,5			
Marche Ouest		# 4,5	6,0				
Aureil		# 6,0	7,0				

Tableau n° 60 - Tableau comparatif des teneurs en uranium à l'état de traces et de l'importance des minéralisations uranifères reconnues (en 1968) dans les massifs (ou zones) granitiques étudiés du Nord-Limousin.

éléments comme le zinc qui forme une liaison à caractère covalent avec l'oxygène n'est certainement pas négligeable.

Ce qui ressort très bien de nos études, c'est l'interaction des aspects cristallochimiques et thermodynamiques dans le comportement des éléments en traces du groupe 1. Le degré de substitution des éléments en traces aux éléments majeurs, le facteur de distribution d'un élément en traces entre deux phases minérales sont déterminées par les conditions thermodynamiques de cristallisation. De ces facteurs thermodynamiques dépendent en effet les conditions de la stabilité des liaisons considérée à la fois sous l'aspect du mécanisme et du bilan énergétique. Les exigences et les tolérances des substitutions diadochiques vont donc fluctuer en fonction des conditions de cristallisation, et c'est la raison essentielle pour laquelle aucune règle cristallochimique ne saurait avoir d'application universelle. Une conséquence méthodologique importante de l'influence des conditions thermodynamiques sur la composition des phases minérales, c'est que le raisonnement doit toujours être conduit à partir des minéraux pour remonter jusqu'à la composition de la roche, car c'est la composition des phases minérales et leur abondance qui détermine cette dernière.

V - ASPECTS METALLOGENIQUES

Les caractéristiques évolutives propres aux granites à deux micas soulignent la valeur de la liaison spatiale entre les minéralisations uranifères et ce type de granite dans le Limousin. Mais cette liaison a ses limites, et les gisements d'uranium n'apparaissent pas associés à un stade bien déterminé de l'évolution de ces granites (figure n° 38). Tout au plus peut-on dire que les petits massifs à contours circonscrits, et notamment ceux qui sont constitués en majorité par des roches correspondant aux stades de sodification les plus intenses, comme les faciès microgranitiques, ne contiennent pas de gisements d'uranium connus. Les minéralisations uranifères apparaissent plutôt liées à un certain contexte géologique représenté par des massifs de granites à deux micas relativement étendus, et dont les hétérogénéités locales traduisent l'indice d'une différenciation à partir de granites à biotite. Lorsque cette différenciation est progressive, comme c'est le cas dans le massif de St-Sylvestre, et que l'enrichissement géochimique en uranium qui l'accompagne peut être délimité, il y a une certaine coïncidence entre l'apparition des gisements et l'augmentation de la teneur en uranium. Dans le granite à deux micas lui-même, les zones uranifères sont les zones à forte teneur géochimique en uranium. Enfin, dans l'ensemble du massif, il y a une certaine disposition zonale des gisements en fonction des principales structures pétrographiques et géochimiques. Il n'y a pas nécessairement pour cela relation de cause à effet, d'autant plus que cette disposition ne peut être généralisée à d'autres massifs.

Les principaux gisements d'uranium du Limousin étant contenus dans les granites à deux micas, la roche-support présente de toute manière une teneur en uranium géochimique forte, au moins égale à 15 $\mu\text{g/g}$ (tableau n° 60). Mais, inversement, parmi les petits massifs qui ne contiennent pas de gîtes, certains sont connus pour posséder un fond géochimique aussi élevé (Blond, Cognac-le-Froid).

Les filons de pechblende liés aux massifs granitiques présentent un certain nombre de caractéristiques reconnues depuis longtemps par les spécialistes français de la métallogénie de l'uranium et qui sont particulièrement nettes dans le Limousin. A la

lumière d'une étude bibliographique portant notamment sur les gîtes soviétiques, il nous a semblé que ces caractéristiques avaient une valeur universelle. Elles ont pour conséquence l'impossibilité d'expliquer la genèse des gisements filoniens d'uranium par une différenciation connexe de la granitisation, du type par exemple de la différenciation magmatique. L'uranium s'oppose en cela aux minéralisations stanno-wolframifères souvent associées aux mêmes massifs granitiques, et qui, avec les filons pegmatitiques, se sont individualisées lors de la granitisation. Ces minéralisations prolongent les tendances géochimiques déjà exprimées au niveau de certains stades de l'évolution granitique, en liaison avec le peu d'aptitudes des éléments concernés à entrer dans des structures cristallines du granite. Il s'ensuit que leur répartition est conditionnée de façon beaucoup plus nette que pour l'uranium caractéristiques de la roche support.

Une telle origine est donc exclue pour les filons uranifères et cela pour différentes raisons : la différence d'âge (évaluée à 50 M.A. en Limousin et en Vendée) entre la mise en place des granites et le dépôt de la pechblende toujours plus récent, l'absence de relations paragénetiques avec les minéralisations stanno-wolframifères, la disposition variable des filons de pechblende par rapport à ces minéralisations suivant la province métallogénique. Il s'y ajoute le fait que l'enrichissement en uranium qui s'attache à la différenciation dans le granite est faible. La teneur de celui-ci dépasse à peine 20 µg/g, et les occurrences uranifères des pegmatites sont peu importantes.

Compte tenu de la liaison pourtant indubitable entre les gisements d'uranium et un certain type d'évolution granitique, différents auteurs ont vu dans le granite même et dans un remaniement de l'uranium à l'état de traces la source des gisements. Cette hypothèse fut formulée pour la première fois par M. ROUBAULT et R. COPPENS (1955 - 1958 b), mais les théories qui se sont développées sur cette base s'opposent par le type d'altération envisagé pour la remise en mouvement de l'uranium : altération d'origine endogène selon J.A. SARCIA et J. GEFFROY (1958), altération d'origine exogène, et plus précisément terrigène pour M. MOREAU, A. POUGHON, Y. PUIBARAUD et H. SANSELME (1966). Le fait que les fortes teneurs en uranium géochimique dans les granites du Nord-Limousin soient liées à l'abondance de l'uraninite, minéral facilement altérable dans les conditions oxydantes, accrédite l'ensemble des théories qui font du granite la source des filons uranifères. D'autre part, l'importance des remaniements supergènes actuels de l'uranium entraîne très certainement l'existence de petites concentrations qui fournissent une partie des points d'indice reconnus dans les granites, mais le caisson d'altération autour des filons de pechblende intéresse un volume de roche trop limité pour qu'il puisse représenter la source des gisements. Il faut donc envisager effectivement, soit la destruction d'une certaine masse continentale, soit une altération à caractère hydrothermal que l'on peut qualifier d'hydrotogène dans la mesure où elle ne paraît pas liée au magmatisme, avec une remise en mouvement de l'uranium et sa précipitation dans des niveaux plus superficiels par suite des variations de pression.

Un certain nombre de faits récemment mis en évidence tendent à accréditer la seconde hypothèse, celle d'une altération d'origine endogène qui prolongerait alors un certain type d'évolution granitique, celui-là même qui forme le contexte géologique des filons précédemment définis. Ce sont :

- La valeur toute particulière que l'on peut accorder à cette liaison spatiale,
- La réalité géochronologique d'une certaine activité qui prolonge la formation des granites

à deux micas.

- Le fait qu'il soit difficile de séparer la genèse des filons de certaines altérations d'origine endogène indéniable comme celles qui donnent naissance aux épisyténites.
- Les températures d'homogénéisation élevées obtenues par J. LEROY et B. POTY (1969) pour les inclusions fluides des gangues.

Certains aspects du problème mériteraient cependant d'être éclaircis, et il est certain notamment que l'on a trop tendance à réunir les faits en présence par des relations de cause à effet, alors qu'ils peuvent être subordonnés à un même facteur. Le type d'évolution granitique favorable et l'activité qui donne naissance aux gisements paraissent relever tous deux de facteurs tectoniques et structuraux qui traduiraient la permanence du rôle joué par certains accidents de l'écorce terrestre à des époques différentes. Ce fait a été souligné par M. MOREAU et al. (1966), mais il nous paraît plus volontiers conciliable avec une origine endogène des filons de pechblende. Sur le plan de la prospection, cela revient à accorder au contexte géologique une valeur essentielle qu'il n'a d'ailleurs jamais perdue.

En ce qui concerne l'uranium à l'état de traces, les caractéristiques géochimiques de la roche-support des minéralisations uranifères sont maintenant bien connues : teneur élevée atteignant le plus souvent sans doute 20 $\mu\text{g/g}$, richesse en uraninite. Pour comprendre le sens exact de la relation spatiale qui existe entre les gîtes et ce contexte géochimique et faire progresser de manière déterminante le problème de la métallogénie de l'uranium, il faudra préciser encore les modalités suivant lesquelles s'effectuent les variations de l'uranium à l'état de traces dans les granites à deux micas, c'est-à-dire pratiquement dans la gamme des 15 à 20 $\mu\text{g/g}$. Les facteurs susceptibles d'intervenir sont ceux qui conditionnent la composition des granites à deux micas et qui déterminent en fin de compte deux types de variations chimiques : celles qui accompagnent la différenciation à l'intérieur des massifs, et celles qui apparaissent pour un même degré de différenciation entre les différents massifs (figure n° 39). L'incidence sur l'uranium à l'état de traces de ces facteurs est apparue nette dans certains cas, mais de nouvelles études à caractère régional semblables à celle qui a été présentée devront être effectuées pour compléter les résultats obtenus. A l'issue de ce travail, il nous semble donc que le principal problème à approfondir est celui du degré d'interdépendance ou d'indépendance de l'uranium à l'état de traces vis à vis de tous les autres caractères chimiques des granites à deux micas. La signification métallogénique qui doit être accordée aux caractéristiques de l'uranium à l'état de traces dans la roche-support des gîtes en dépend.

ANNEXE I

LISTE DES ECHANTILLONNAGES EFFECTUES EN PROFONDEUR

A - SONDAGES EFFECTUES DANS LE CADRE DES OPERATIONS DE RECHERCHE FONDAMENTALE

Dénomination	Nom du chantier	Coordonnées	Formation traversée
BS ₁	Margnac-Est	X = 521,288 Y = 111,539	Granite à deux micas de St-Sylvestre
BS ₂	Margnac-Est	X = 521,219 Y = 111,548	- idem -
BS ₃	Margnac-Est	X = 521,341 Y = 111,546	- idem -
BS ₄	Margnac-Est	X = 521,367 Y = 111,562	- idem -
CS ₁	Châteauponsac	X = 518,760 Y = 127,145	Granite à grain fin de Châteauponsac
CS ₂	Compreignac	X = 511,425 Y = 111,975	Granite de la Brame
ES ₁	La Chenaide	X = 541,500 Y = 114,550	Granite à deux micas de St-Sylvestre (Dôme de St-Goussaud)
ES ₂	Volonda	X = 536,860 Y = 119,460	- idem -
ES ₃	St-Léger-la-Montagne	X = 529,060 Y = 114,450	Granite à deux micas de St-Sylvestre
FS	St-Jouvent	X = 511,375 Y = 107,780	Granite de la Brame

B - SONDAGES MINIERS DANS LESQUELS IL A ETE PRELEVE UN OU PLUSIEURS
FRAGMENTS DE CAROTTES

Dénomination	Nom du chantier	Coordonnées	Formation traversée
AS	Bellezanne	X = 528,500 Y = 121,700	Granite à deux micas de St-Sylvestre
H 268	Le Vignaud	X = 559,500 Y = 141,400	Granite à deux micas de la Marche Centrale
H 269	Champsanglard	X = 564,600 Y = 141,700	Granite à deux micas de la Marche Centrale
H 271	Lafat-Vieille (niveau 70)	X = 544,600 Y = 148,500	Granite à deux micas de Crozant
H 272	Lafat-Vieille (niveau 70)	- idem -	
H 272	Lafat-Vieille (niveaux 30 à 80)	- idem -	
H 274	Les Francs (niveau 40)	X = 549,600 Y = 139,500	Granite de Guéret
H 276	Redeuil I, S 11	X = 558,000 Y = 143,200	Granite à deux micas de la Marche Centrale
H 277	Redeuil II, S 12	- idem -	
I 42	Le Bernardan	X = 515,760 Y = 148,100	Granite à deux micas de la Marche Ouest
I 44	Les Loges	X = 518,550 Y = 147,050	
I 45	Cote Moreau	X = 519,550 Y = 149,450	
I 63	Lathus	X = 496,775 Y = 145,175	

C - PRELEVEMENTS EFFECTUES EN CARRIERE

H 138, A à J : Dix échantillons prélevés dans une des carrières du Maupuis, près de St-Léger-le-Gueretois. Les références sont celles de l'échantillon H 138.

D - PRELEVEMENTS EFFECTUES DANS LES TRAVERS-BANCS STERILES DES MINES

1°) Mine des Brugeauds

Echantillonnage AF

Vingt échantillons prélevés au niveau 125, représentant les roches-types observées dans la mine. Ces échantillons se localisent à l'intérieur du quadrilatère dont les côtés correspondent aux axes de coordonnées respectives :

$$\begin{array}{ll} X_1 = 524,200 & X_2 = 524,900 \\ Y_1 = 124,200 & Y_2 = 124,800 \end{array}$$

Echantillonnage DF

Cent cinquante échantillons prélevés à intervalles réguliers (tous les deux mètres ou tous les dix mètres), aux niveaux 65 et 125 de la mine. Les limites de cet échantillonnage sont voisines de celles données précédemment, sauf pour Y_1 :

$$\begin{array}{ll} X_1 = 524,200 & X_2 = 524,800 \\ Y_1 = 124,600 & Y_2 = 124,800 \end{array}$$

Pour la disposition des prélèvements DF, voir aussi la figure 16.

2°) Mine de Margnac

Granite de référence GU

Un prélèvement de trois cents kilogrammes, effectué au niveau 80, dans la galerie L. 216, à l'avancement 250.

Echantillonnage EF

Cet échantillonnage comprend notamment cinquante prélèvements (numérotés de 1 à 50) effectués tous les vingt mètres, au niveau 305 de la mine dans les galeries B 800 et L 850.

ANNEXE II

LISTE D'ECHANTILLONS PRELEVES EN SURFACE
CHOISIS COMME ETANT PLUS PARTICULIEREMENT REPRESENTATIFS
DES DIFFERENTS FACIES ET DONT LA COMPOSITION CHIMIQUE
(EN ELEMENTS MAJEURS OU EN ELEMENTS A L'ETAT DE TRACES)
EST DONNEE DANS LE TEXTE

A - MASSIF DE GUERET - GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE CENTRALE -
CAMPAGNE H

1°) Granite à deux micas de la Marche Centrale

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le terri- toire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
2	X = 544,000 Y = 142,400	Colondannes	Dun-le-Palestel
3	X = 546,000 Y = 142,400	Colondannes	Dun-le-Palestel
5	X = 550,240 Y = 142,800	Dun-le-Palestel	- idem -
9	X = 558,200 Y = 143,900	La Celle-Dunoise	- idem -
18	X = 534,000 Y = 141,925	Saint-Agnant- de Versillat	- idem -
19	X = 535,250 Y = 142,500	- idem -	- idem -
2°) Granite de Guéret			
48	X = 531,780 Y = 135,800	La Souterraine	La Souterraine
50	X = 535,050 Y = 134,675	- idem -	- idem -
51	X = 538,250 Y = 136,850	La Souterraine	La Souterraine
52	X = 538,575 Y = 137,600	- idem -	- idem -

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le terri- toire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
53	X = 535,550 Y = 138,475	La Souterraine	La Souterraine
54	X = 536,750 Y = 136,675	- idem -	- idem -
55	X = 537,950 Y = 135,600	- idem -	- idem -
56	X = 541,350 Y = 134,700	Lizières	- idem -
59	X = 539,175 Y = 139,000	Noth	- idem -
80	X = 560,100 Y = 135,600	Saint-Sulpice- Le-Guéretois	Guéret
81	X = 562,125 Y = 134,325	- idem -	- idem -
84	X = 564,775 Y = 134,850	Saint-Fiel	- idem -
95	X = 543,725 Y = 133,650	Saint-Priest- la-Plaine	La Souterraine
96	X = 543,100 Y = 131,350	- idem -	- idem -
104	X = 552,275 Y = 132,625	Saint-Vaury	Guéret
112	X = 561,525 Y = 132,825	Saint-Sulpice- Le Guerefois	Guéret
113	X = 563,725 Y = 132,725	Guéret	- idem -
114	X = 566,250 Y = 134,200	Saint-Fiel	- idem -
115	X = 567,200 Y = 132,700	Saint-Fiel	Guéret
117	X = 569,225 Y = 132,375	Saint-Laurent	- idem -
121	X = 533,650 Y = 127,700	Saint-Pierre- de-Fursac	La Souterraine
122	X = 536,600 Y = 129,250	- idem -	- idem -
126	X = 542,000 Y = 129,250	Chamborand	- idem -
128	X = 545,150 Y = 129,625	Le Grand Bourg	- idem -

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le terri- toire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
133	X = 555,025 Y = 127,800	Montaigut- le-Blanc	La Souterraine
138	X = 561,420 Y = 128,550	St-Léger- le-Guéretois	Guéret
167	X = 556,100 Y = 124,850	Montaigut- le-Blanc	La Souterraine
170	X = 561,725 Y = 125,875	Saint-Victor	Guéret
171	X = 560,775 Y = 124,600	- idem -	- idem -
172	X = 563,525 Y = 127,025	- idem -	- idem -
173	X = 564,300 Y = 125,160	Savennes	- idem -
174	X = 563,525 Y = 123,750	- idem -	- idem -
176	X = 566,600 Y = 124,525	Sainte-Feyre	- idem -
193	X = 551,050 Y = 120,375	Aulon	La Souterraine
195	X = 558,400 Y = 120,450	Augères	Guéret
217	X = 552,450 Y = 117,050	Janaillat	Bourganeuf
220	X = 557,025 Y = 116,250	- idem -	- idem -
221	X = 556,825 Y = 118,400	- idem -	- idem -
225	X = 561,575 Y = 116,875	Sardent	Saint-Sulpice- les-Champs
226	X = 565,275 Y = 119,100	Maisonnisses	- idem -
255	X = 567,400 Y = 111,300	Saint-Hilaire- le-Chateau	- idem -
267	X = 580,800 Y = 107,850	Blessac	- idem -

3°) Anatexites à cordiérite ("gneiss d'Aubusson")

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le territoire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
88	X = 533,075 Y = 131,475	Saint-Pierre-de-Fursac	La Souterraine
103	X = 551,025 Y = 131,100	Le Grand Bourg	- idem -
105	X = 553,550 Y = 130,925	Saint-Vaury	- idem -
119	X = 531,950 Y = 129,050	Fromental (Hte-Vienne)	- idem -
132	X = 552,420 Y = 129,000	Montaigut-le-Blanc	- idem -
165	X = 553,575 Y = 125,800	- idem -	- idem -
166	X = 554,725 Y = 123,760	- idem -	- idem -
194	X = 556,525 Y = 122,625	Augères	La Souterraine

B - MASSIFS DE LA MARCHE OCCIDENTALE - CAMPAGNE I

1°) Granites à biotite

2	X = 498,825 Y = 150,550	Bourg-Archambault	Montmorillon
31	X = 496,125 Y = 149,300	Lathus	- idem -
40	X = 512,250 Y = 148,200	Lussac-les-Eglises	Saint-Sulpice-les-Feuilles

2°) Granites à deux micas

8	X = 515,250 Y = 150,500	Saint-Martin-le-Mault	Saint-Sulpice-les-Feuilles
38	X = 506,950 Y = 146,800	Verneuil-Moutiers	- idem -
65	X = 501,050 Y = 144,125	Azat-le-Riz	Montmorillon

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le terri- toire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
C - MASSIF DE CROZANT - CAMPAGNE I			
28	X = 544,375 Y = 150,000	Lafat	Dun-le- Palestel
D - MASSIF D'AUREIL - CAMPAGNE F			
6	X = 531,275 Y = 93,600	St-Léonard- de-Noblat	St-Léonard- de-Noblat
7	X = 524,425 Y = 92,325	St-Just- Le-Martel	Limoges
16 bis	X = 524,825 Y = 91,350	Feytiat	- idem -
45	X = 529,580 Y = 89,600	Aureil	- idem -
51	X = 522,625 Y = 88,625	Feytiat	- idem -
67	X = 526,325 Y = 87,600	Eyjaux	- idem -
69	X = 528,925 Y = 87,850	St-Paul	- idem -
72	X = 520,050 Y = 86,425	Boisseuil	- idem -
75	X = 525,725 Y = 86,350	Eyjaux	- idem -
79	X = 536,525 Y = 86,075	St-Denis- les-Murs	St-Léonard- de-Noblat
88	X = 535,675 Y = 81,625	St-Bonnet- Briance	- idem -
E - MASSIF DE SAINT-SYLVESTRE			
1° - Granite de la Brame - Campagnes B et I			
B 30	X = 519,550 Y = 134,675	St-Sornin Leulac	Magnac- Laval
B 33	X = 520,200 Y = 121,400	St-Pardoux (Hte-Vienne)	- idem -
B 34	X = 520,500 Y = 125,000	Châteauponsac (Hte-Vienne)	- idem -

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le terri- toire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
B 43	X = 523,425 Y = 133,000	St-Amand- Magnazeix	- idem -
B 80	X = 512,200 Y = 117,700	Le Buis (Hte-Vienne)	Ambazac
B 81	X = 514,500 Y = 115,000	St-Symphorien S/Couze	- idem -
B 103	X = 512,000 Y = 115,000	Le Buis (Hte-Vienne)	- idem -
B 125	X = 515,150 Y = 112,000	Compreignac (Hte-Vienne)	- idem -
B 148	X = 511,200 Y = 107,475	St-Jouvent (Hte-Vienne)	- idem -
B 157	X = 512,425 Y = 106,550	- idem -	- idem -
B 163	X = 508,000 Y = 104,750	Peyrilhac (Hte-Vienne)	- idem -
B 165	X = 512,200 Y = 104,700	St-Jouvent (Hte-Vienne)	- idem -
B 177	X = 504,450 Y = 100,000	Veyrac (Hte-Vienne)	Limoges
I 84	X = 532,550 Y = 144,350	Vareilles	Dun-le- Palestel
I 105	X = 524,400 Y = 139,400	St-Maurice- La Souterraine	Magnac-Laval
2° - Granite de Châteauponsac - Campagne B			
7	X = 513,350 Y = 128,200	Rancon (Hte-Vienne)	Magnac-Laval
8	X = 514,350 Y = 122,450	Balledent (Hte-Vienne)	- idem -
10	X = 514,300 Y = 125,250	- idem -	- idem -
22	X = 518,050 Y = 122,050	Châteauponsac (Hte-Vienne)	Magnac-Laval
28	X = 519,100 Y = 129,225	- idem -	- idem -
29	X = 519,325 Y = 130,650	St-Sornin-Leulac (Hte-Vienne)	- idem -
80	X = 512,200 Y = 117,700	Le Buis (Hte-Vienne)	Ambazac

N° du prélèvement	Coordonnées	Commune sur le territoire de laquelle est situé le point de prélèvement	Carte d'état-major
155	X = 508,800 Y = 106,200	Peyrilhac (Hte-Vienne)	Ambazac
3° - Granite à deux micas de St-Sylvestre (Monts d'Ambazac) - Campagne B			
43	X = 523,425 Y = 133,000	St-Amand-Magnazeix	Magnac-Laval
47	X = 524,475 Y = 121,450	Bessines-s/ Gartemps	- idem -
48	X = 524,850 Y = 122,700	- idem -	- idem -
71	X = 524,700 Y = 119,800	- idem -	Ambazac
96	X = 535,825 Y = 116,025	Jabreille-les-Bordes	Bourganeuf
108	X = 520,520 Y = 113,520	Compreignac (Hte-Vienne)	Ambazac
114	X = 532,800 Y = 114,050	La Jonchère-St-Maurice	Bourganeuf
127	X = 523,000 Y = 111,000	St-Sylvestre (Hte-Vienne)	Ambazac
132	X = 532,950 Y = 112,100	La Jonchère-St-Maurice	Bourganeuf
141	X = 519,220 Y = 109,800	Compreignac (Hte-Vienne)	Ambazac
4° - Granite à deux micas de St-Sylvestre (Dôme de St-Goussaud) - Campagne B			
76	X = 537,125 Y = 118,925	Laurière (Hte-Vienne)	Bourganeuf
77	X = 538,400 Y = 118,625	Arrenes (Creuse)	- idem -

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS J.A.S., OSMOND J.K. and ROGERS J.J.W. (1959) -

The geochemistry of Th and U. Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon Press, III, pp. 298-348.

AHRENS L.H. (1952)

The use of ionization potentials. Part. I : Ionic radii of elements. Geochim. et Cosmoch. Acta 2, (1), pp. 155-169.

AHRENS L.H. (1953)

The use of ionisation potentials. Part. II : Anion affinity and geochemistry. Geochim. et Cosmoch. Acta 3, pp. 1-29.

ALDERMAN A.R. (1950) -

Clay derived from sillimanite by hydrothermal alteration. Min. Mag., vol. 29, p. 171.

ARNOLD M., KURTBAS K. et RANCHIN G. (1968)

Différenciations pétrographiques et géochimiques dans la partie Ouest du massif de Guéret. Sc. de la Terre, Nancy, t. XIII, n° 4 (sous presse).

AUBERT G. (1966)

Les coupoles granitiques de Montebas et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. Thèse, Clermont-Ferrand. Mém. B.R.G.M. Paris, n° 46, 349 p. et annexes (1969).

AUBERT G. (1968)

Contribution à l'étude des granites à albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, étain, béryllium, niobium, tantale, etc ... Les gisements de Montebas et d'Echassières. Report of the XXIII session Int. geol. Congress, vol. 7, Prague, pp. 215-232.

AUBERT G., AUTRAN A., BURNOL L. (1965)

L'albite quartzique à l'épidolite de Beauvoir, variété d'apogranite. C.R.Ac. Sc. Paris, t. 269, pp. 6158-6161.

AUBOUIN J. (1961)

Propos sur les géosynclinaux. Bull. Soc. Géol. France, 3 (7), pp. 629-702

AUBOUIN J. (1965)

Geosynclines. Elsevier Publishing Company. Amsterdam. 335 p.

BAILLET P. (1963 a)

Le massif granitique de Quintin-Magoar (Côtes-du-Nord). Contribution à l'étude pétrographique des granites et à l'étude géochimique des éléments radioactifs. Thèse 3ème cycle, Nancy, ronéotypé, 134 p.

BAILLET P. (1963 b)

Répartition de quelques éléments en traces dans les minéraux accessoires des roches granitiques. Bull. Soc. Franç. Min. Crist. t. LXXXVI, pp. 413-418.

BAILLET P. (1963 c)

Importance relative des différentes inclusions radioactives et répartition de l'uranium et du thorium dans les roches granitiques. 88ème Cong. Soc. Sav.

BARANOV V.I. et DU LIEH T'IEN (1961)

Geochemistry of uranium and thorium in the granites of the Kyzyltau massif (Central Kazakhstan). Geochemistry, n° 12, pp. 1173-1191.

BARANOV V.I., LE TIEN TU and KOROCHKOV V.I. (1962)

Uranium and thorium geochemistry in granitic rocks of the Kyzyltau massif. Part. 2 Modes of occurrence of radioactive elements in granitic rocks. Geochemistry, n° 5, pp. 469-483.

BARBIER J. (1967)

Etude pétrographique et géochimique du granite à deux micas des Monts de Blond (Limousin, France). Sc. de la Terre, Nancy, T. XII, n° 3, pp. 183-206.

BARBIER J. (1968)

Altérations chimiques et remaniements de l'uranium dans le sondage profond effectué dans le granite des Monts de Blond. Sc. de la Terre, Nancy, t. XIII, n° 4 (sous presse).

BARBIER J. (1969)

Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de St-Sylvestre. Minéralium Deposita vol. 4, n° 4 (sous presse).

BARBIER J., CARRAT H.G. et RANCHIN G. (1967)

Présence d'uraninite en tant que minéral accessoire usuel dans les granites à deux micas uranifères du Limousin et de la Vendée. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 264, pp. 2436-2439.

BARBIER J. et MAGNE R. (1969)

Modifications chimiques lors de l'altération de granites à deux micas. Colloque de géotechnique. Toulouse (sous presse).

BARBIER J. et RANCHIN G. (1969 a)

Influence de l'altération météorique sur l'uranium à l'état de traces dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Geochim. et Cosmoch. Acta, Vol. 33, pp. 39-47.

BARBIER J. et RANCHIN G. (1969 b)

Zonalité pétrographique et géochimique dans le massif granitique de St-Sylvestre, in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St-Sylvestre (Limousin - Massif Central français). Rapport C.E.A. R 3684 et Mémoire Sc. de la Terre n° 15".

BARBIER J. et RANCHIN G. (1969 c)

Occurrences de l'uranium géochimique primaire et processus de remaniements in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St-Sylvestre (Limousin - Massif Central français). Rapport C.E.A. R 3684 et Mémoire Sc. de la Terre n° 15".

BARBIER J., RANCHIN G., CARRAT H.G. et COPPENS R. (1969)

Introduction aux études de laboratoire. Problèmes de méthodologie, in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St-Sylvestre (Limousin - Massif Central français). Rapport C.E.A. R 3684 et Mémoire Sc. de la Terre n° 15".

BARTH T.F.W. (1951)

The feldspar geologic thermometers. Neues Jahrb. Mineral. Abh., vol. 82, pp. 143-154.

BARTH T.F.W. (1961)

The feldspar lattices as solvents of foreign ions. Instituto Lucas Mallada (Madrid) Cursos y Conferencias, fasc. 8, pp. 3-8.

BARTH T.F.W. (1969)

Feldspars. Wiley - Interscience. New-York, London, 251 p.

BERNARD A. (1960)

Contribution à l'étude de la province métallifère sous cévenole. Sc. de la Terre, Nancy, t. VII, n° 3-4, pp. 123-403, 74 fig., 8 pl.

BEUS A.A. (1956)

Geochemistry of beryllium. *Geochemistry*, n° 5, pp. 511-531.

BEUS A.A. (1961)

Distribution of beryllium in granites. *Geochemistry* n° 5, pp. 432-437.

BEUS A.A. (1966)

Geochemical analysis of the phenomena of high temperature post-magmatic metasomatism and the ore-formation in granitoids in "Chemistry of the Earths Crust. Vol. I, Jerusalem, pp. 186-204."

BERTHOLET P. (1968)

Méthodes d'analyses utilisées par la Section de Géochimie. Notes C.E.A. n° 250.

BROWN H. and SILVER L.T. (1955)

The possibilities of obtaining long-range supplies of uranium, thorium and others substances from igneous rocks. *U.S. Geol. Survey. Bull.* 300, pp. 91-95.

CARRAT H.G. (1966)

Contribution à l'étude pétrographique et chimique du massif de Luzy (Morvan Méridional). *Sci. de la Terre, Nancy*, t. XI, n° 4, pp. 417-473.

CARRAT H.G. (1969 a)

Le Morvan cristallin. Thèse Nancy, Ronéotypé, 3 vol. (379 p. et annexes).

CARRAT H.G. (1969 b)

Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *C.R.S.S.G.F.*, fasc. 5, pp. 1-2 et *Bull. Soc. Géol. de France* (publication en cours).

CARRON J.P. et Mme LAGACHE M. (1969)

Géochimie du potassium et du rubidium dans les granodiorites à biotite et amphibole du Sud-Est de la Corse. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, pp. 2076-2079.

CHAYES F. (1952)

The finer-grained calcalkaline granites of New-England. *J. Geol.*, 60, pp. 207-254.

CHAYES F. (1955)

Potash feldspar as a by-product of biotite-chlorite transformation. *J. Geol.* 63, pp. 75-82.

CHAURIS L. (1965)

Les minéralisations pneumatoytiques du massif armoricain. *Mém. du B.R.G.M.* n° 31, 199 p.

CHENEVOY M. (1958)

Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord-Ouest du Massif Central français. Mém. Serv. Carte Géol. Paris, Imprimerie Nationale, 428 p.

CHENEVOY M., COFFRANT D. et PIBOULE M. (1969)

Horizons éclogitiques en Limousin, Massif Central français. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 268, pp. 5-8.

COGNE J. (1960)

Schistes cristallins et granites en Bretagne Méridionale. Mém. Serv. Carte géol. Fr. 1 vol. 367 p.

COPPENS R. (1949)

Sur une inclusion radioactive à forte teneur en uranium et thorium contenue dans un granite. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 229. pp. 617-619.

COPPENS R. (1949)

Etude de la radioactivité de quelques roches par l'émulsion photographique. Thèse. Paris.

COPPENS R. (1958)

L'utilisation de la plaque photographique "nucléaire" pour l'étude de la radioactivité des roches. Ind. Atom. n° 2, pp. 43-52.

COPPENS R. (1964)

Sur les relations entre les teneurs en uranium et les teneurs en silice dans les roches cristallines. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 627-630.

COPPENS R. (1966)

Relations entre les teneurs en uranium, les caractères pétrographiques et les teneurs en éléments majeurs de quelques roches granitoïdes. Cas particulier du massif de Mortagne (Vendée). 91ème Congrès Soc. Sav., t. II, pp. 245-268.

COPPENS R. et JURAIN G. (1957)

Répartition de la radioactivité dans un granite voisin d'un gisement uranifère. Bull. Soc. Fr. Min. et Crist. LXXX, pp. 95-96.

COPPENS R. et KAROUI S. (1965)

Etude de la radioactivité de deux zones fortement radioactives du Massif Limousin. 90ème Cong. Soc. Sav., t. II, pp. 193-205.

COPPENS R., KOSZTOLANYI Ch. et DOTTIN H. (1969)

Etude géochronologique de la mine des Brugeauds, in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St-Sylvestre (Limousin - Massif Central français). Rapport C.E.A. R 3684 et Mém. Sc. de la Terre n° 15".

COPPENS R. et MAYANDA M. (1969)

Sur la présence d'uraninite dans le sable de la plage de Quiberon (Morbihan)
C.R. Acad. Sci. Paris, t. 268, pp. 1016-1018.

DABROWSKI H. (1952)

Etude géologique de la Marche au Sud de Montluçon. Rev. Sci. Nat. Auv., 17.

DAVIDSON C.F. (1951)

Distribution of radioactivity. Mining Mag., London, V. 35, pp. 239-240.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962)

Rock-forming minerals. Longmans edit. London, 5 vol.

DE LA ROCHE H. (1963)

Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sc. de la Terre, Nancy, t. IX, n° 3, pp. 293-337.

DE LA ROCHE H. (1966)

Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches. Modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification minéralogique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 262, pp. 1665-1668.

DE LA ROCHE H. (1968)

Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 267, pp. 39-42.

DE LA ROCHE H., LELONG F. et FRANCOIS J. (1966)

Données géochimiques sur les premiers stades de l'altération dans le massif granitique de Saint-Renan (Finistère). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 262, pp. 2409-2412.

DE LA ROCHE H. et VON ELLER J.P. (1969)

Caractères et tendances géochimiques des bandes granodioritiques et granitiques formant le massif du Champ-de-Feu (Vosges cristallines du Nord). Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor. 22, 3 (sous presse).

DELORME J. et EMBERGER A. (1949)

La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande (Creuse). R.S.N.A., 15.

DE VORE (1955)

The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements. J. Geol. U.S.A. 63, pp. 159-190.

DEUTSCH S. et PICCIOTTO E. (1956)

Présence d'uraninite dans les minéraux accessoires du granite de Baveno.
Experientia, vol. XII/9, p. 333. Bâle.

DEUTSCH S. (1958)

Etude quantitative de halos pléochroïques dans la biotite. Application à l'estimation de l'âge des roches. Univ. libre Bruxelles, Centre de Phys. Nucl., Bull. 42, 2 vol., 199 p.

DIDIER J. (1963)

Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français.
Ann. Fac. Sci. , Clermont-Ferrand, n° 23, 254 p.

DMITRIYEV L.V. and LEONOVA L.L. (1962)

Uranium and thorium in the granitoids of the Kaib Massif (Central Kazakstan).
Geochemistry n° 8, pp. 769-777.

DUPUY C. (1968)

Le rubidium dans la biotite et le feldspath potassique de la granodiorite du Monte Capanne (Italie) et du granite de Nevia (Espagne) . C.R. Acad. Sci. Paris, t. 265, pp. 2223-2226.

DRESCHER KADEN F.K. (1948)

Die Feldspath-Quartz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 257 p.

ERDMANNSDORFFER O.H. (1943)

Epoques intermédiaires hydrothermales dans le déroulement de la cristallisation de roches plutoniques. Chemie der Erde, 15, pp. 283-295. Trad. F. LEUTWEIN et Melle BAILLET. C.R.P.G. Nancy.

ERDMANNSDORFFER O.H. (1949)

Processus magmatiques et métasomatiques dans des granites, en particulier des granites à deux micas. Heidelberg Beitr. Mineral. Petrog. 1, pp. 213-250. Trad. F. LEUTWEIN et Melle BAILLET, C.R.P.G. Nancy.

EVANS B.W. (1965)

Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Amer. Journal of Science, vol. 263, pp. 647-667.

FERSMAN A.F. (1934)

Géochimie. Tome II. Leningrad. 354 p. (en russe).

FERSMAN A.F. (1937)

Géochimie. Tome III. Leningrad. 503 p. (en russe).

FILIPPOV M.S. and KOMLEV L.V. (1959)

Uranium and thorium in the granitoids of the middle Dnepr region. *Geochemistry*, n° 5, pp. 535-549.

FAURE J. (1963)

Etude pétrographique de l'extrémité Nord-Ouest du granite de Guéret et de ses enclaves. D.E.S. Clermont-Ferrand. Ronéotypé.

FLAGEOLLET J.C. et MAGNE R. (1969)

Observations géomorphologiques dans un massif uranifère (St-Sylvestre, Limousin - France). Rapport C.R.R. inédit et publication en cours (*Sci. de la Terre*, Nancy).

FITTE P. et SARCIA Jean A. (1961)

Les carrières de pegmatites dans les Monts d'Ambazac. Guide géologique de la Haute-Vienne. Musée Municipal. Limoges.

FORESTIER F.H. et LASNIER B. (1969)

Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français. *Contr. Miner. and Petrol.* 23, pp. 194-235.

FRONDEL C. (1958)

Systematic mineralogy of uranium and thorium. *Geol. Survey. Bull.* 1064-4008.

GAGNY G. (1968)

Pétrogenèse du granite des Crêtes. Thèse. Paris, Imp. Fac. Sc. Nantes, 1 vol. 546 p.

GANEEV J.G. (1961)

Geochemistry of beryllium. *Geochemistry* n° 5, pp. 470-477.

GARRELS R.M. and CHRIST C.L. (1959)

Behavior of uranium minerals during oxidation. U.S. Geol. Survey, Prof. Papers, Washington, n° 320, pp. 81-89.

GEFFROY J. (1964)

Généralités sur l'uranium dans la nature. Conditions de gisement et association de l'uranium en France. Place dans la province hercynienne Ouest-Européenne. *Bull. d'inf. Scient. et Techn. du C.E.A.* n° 88.

GEFFROY J. et LAFFARGUE P. (1957)

Présence de scheelite dans un filon aurifère près d'Ambazac (Haute-Vienne). *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.* LXXX, pp. 402-404.

GEOFFROY J. et SARCIA Jacqueline A. (1958)

La notion de "gîte épithermal uranifère" et les problèmes qu'elle pose. Bull. S c. Géol. de France. 6ème série, t. VIII, pp. 173-190.

GEFFROY J. et SARCIA J.A. (1960)

Les minerais noirs in "Les minerais uranifères français, I.N.S.T.N. et Presses Universitaires de France, t. 1, pp. 1-86".

GERSTNER A., BARAS L., PINAUD C., TAYEB G. (1962)

Monographie des gisements vendéens, in "Les minerais uranifères français, I.N.S.T.N. et Presses Univ. de France, t. 2, pp. 292-399".

GOLDSCHMIDT V.M. (1937)

The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. Journ. Chem. Soc. Lond. Trans. I., pp. 655-673.

GOLDSCHMIDT V.M. (1954)

Geochemistry, Oxford. Univ. Press (A Muir, editor), 730 p.

GONI J. (1966)

Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques. Mém. B.R.G.M., Paris, n° 45, 68 p.

GROLIER J. (1955)

Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la Chaîne de la Marche. D.G.P. de l'Univ. de Clermont. Ronéotypé.

HAMEURT J. (1967)

Les granites des Vosges Moyennes : un exemple de granites de craton formés par palingénèses successives. Bull. du Serv. de la Carte Géol. d'Als. et Lorr., t. 20, fasc. 3, pp. 195-194.

HAMEURT J. (1968)

Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges Moyennes. Thèse. Nancy. Ronéotypé. 3 vol. (483 p. et annexes).

HAMILTON E.H. (1958)

Distribution of radioactivity in rocks and minerals and the effects of weathering on determination of uranium. Nature, vol. 181, pp. 697-698.

HAYASE I. (1957)

The radioactivity of rocks and minerals studied with nuclear emulsion. V : Radioactive behavior of granites. Mém. Coll. Sc. University, Kyoto, Vol. XXIV, n° 2, pp. 121-154.

HEMLEY J.B. (1959)

Some mineralogical equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Amer. J. of Sci., vol. 257, pp. 241-270.

HEIER K.S. (1961)

The amphibolite-granulite facies transition reflected in the mineralogy of potassium feldspars. Instituto Lucas Mallada (Madrid), Cursos y conferencias, fasc. I, pp. 131-136.

HEIER K.S. (1962)

Trace elements in feldspars. A review. Nork Geologisk Tidsskrift. Bind 42. Copenhagen, pp. 415-454.

HEIER K.S. et TAYLOR S.R. (1959)

Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 17, pp. 286-304.

HIEKE-MERLIN O., PICCIOTTO E. et WILGAIN S. (1959)

Etude photographique de la distribution de la radioactivité dans la granodiorite de l'Ademello. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. II, pp. 171-188.

HURLEY P.M. and FAIRBAIRN H.W. (1957)

Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote and monazite in granitic rocks. Trans. Am. Geophysical Union, n° 38, pp. 939-944.

ISNARD P. et DE LA ROCHE H. (1966)

Evolution statistique du bilan chimique de l'altération naissante dans le granite du Sidobre (Tarn). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 262, pp. 2573-2576.

ISNARD P. et DE LA ROCHE H. (1968)

De la composition chimique à la composition minéralogique des granites à deux micas. Traitement par le calcul automatique dans les études en grande série. Application au massif de la Marche Orientale. Sc. de la Terre, t. XIII, n° 1, pp. 81-97.

JAHS R.H. and BURNHAM C.W. (1957)

Experimental studies of pegmatite genesis : melting and crystallization of granite and pegmatite. Bull. Geol. Soc. Am. Ann. Meeting, 69, pp. 88-89.

JEDWAB J. (1951)

La théorie des coefficients énergétiques. Ann. Soc. Géol. Belgique, 74, pp. 237-243.

JEDWAB J. (1953)

Etude des oligo-éléments dans les minéraux des pegmatites. Thèse. Bruxelles. Ronéotypé, 158 p.

JUNG J. (1954)

Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. Ann. Hébert et Haug, t. VIII, pp. 245-258.

JUNG J. et ROQUES M. (1952)

Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 235, pp. 1-62.

JURAIN G. (1962)

Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium-Radium et du Thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'uranium. Sc. de la Terre, Nancy, Mém. n° 1, 349 p.

KLEPPER M.R. et WYANT D.G. (1955)

Les provinces uranifères. Actes conf. Utilisation pacifique Energie Atomique, Genève, vol. 6, pp. 247-255.

KOMAROV A.N. et SHUKOLYAKOV YU. A. (1966)

Forms of uranium occurrence in micas. Geochemistry, n° 6, p. 1065. Geokhimiya, n° 11, pp. 1322-30 (en russe).

KORZHINSKI D.S. (1960)

Acidity - Alkalinity in magmatic processes. Report of the XXI session Int. Geol. Congress, vol. 21, pp. 160-170.

KORZHINSKI D.S. (1968)

The transmagnetic flows of solutions of undercrust origin and their role in magmatism and metamorphism. Report of the XXIII session Int. Geol. Congress, vol. 1, pp. 233-238.

KRYLOV A. Ya. et ATRASHENOK L. Ya. (1959)

The mode of occurrence of uranium in granites. Geochemistry, n° 3, pp. 307-313.

KURTBAS K., MARQUAIRE Ch. et RANCHIN G. (1969)

Differenciations pétrographiques et géochimiques dans le massif granitique de Guéret et les massifs annexes de la Marche Occidentale. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 268, pp. 2396-2398.

KUTINA J. (1957)

Zur Frage der kristallchemischen und typochemischen Elemente. Tscher. Minr. Pet. Mitt., 36, pp. 204-214.

LACROIX A. (1933)

Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. du Serv. Geol. de l'Indochine. Vol. XX, fasc. 3, 205 p.

LAFITTE P. (1957)

Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris. 343 p.

LAGACHE M. (1964)

Sur les conditions de formation de la boehmite, de la kaolinite et de la muscovite par altération de l'albite à 200° en présence de CO₂. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 3515-3517.

LAMEYRE J. (1963)

Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif Central français. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 236, pp. 450-452.

LAMEYRE J. (1966)

Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand, n° 29, 263 p.

LAMEYRE J. et ROQUES M. (1964)

La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-Vire (Yonne - Nièvre) et d'Echassières (Allier). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 6479-6482.

LAPORTE A. (1965)

L'archéologie et l'histoire au service de la recherche minière. Un exemple d'application : les gisements aurifères du Limousin et de la Marche. Bull. B.R.G.M. n° 1, 2, 3, 4.

LARSEN E.S. and GOTTFRIED D. (1960)

Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks. Amer. J. Sc., 258 A, pp. 151-169.

LARSEN E.S. Jr et PHAIR G. (1954)

The distribution of uranium and thorium in igneous rocks, in "Nuclear geology, John Wiley and Sons, New-York, pp. 75-89".

LARSEN E.S. Jr, PHAIR G., GOTTFRIED D. et SMITH W.L. (1955)

L'uranium dans la différenciation magmatique. Actes Conf. Utilisation pacifique Energie Atomique, Genève, t. 6, pp. 275-285.

LEONOVA L.L. and TAUSON L.V. (1958)

The distribution of uranium in the minerals of Caledonian granitoids of the Susamyr Batholite. *Geochemistry* n° 7.

LEUTWEIN F. (1964-1965)

Les caractéristiques géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne). *Sc. de la Terre*, t. X, n° 1.

LEUTWEIN F. und DOERFFEL K. (1956)

Über einige Verfahren zur theoretischen Klärung geochemischer Prozesses, unter besonders Berücksichtigung der Gittereneigie. *Geologie*, 5, pp. 65-100.

LEUTWEIN F. et SONETEJ (1964-1965)

Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie Nord-Est du massif Armoricaïn français. *Sc. de la Terre*, t. X, n° 3-4, pp. 345-366. Nancy.

LE VAN Tiet (1969)

Etude radiogéologique du granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray (Morbihan). Thèse 3ème Cycle, Nancy. Ronéotypé, 89 p.

LUTH W.C., JAHNS R.H. and TUTTLE O. Fr. (1964)

The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journ. of Geophys. Research* vol. 69, n° 4.

McINTIRE W. (1963)

Trace element partition coefficients. *Geochimica Cosmochimica Acta*, n° 27, pp. 1209-1264.

MARQUAIRE Ch. et MOREAU M. (1969)

Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères, in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St-Sylvestre (Limousin - Massif Central français). Rapport C.E.A. R 3684 et Mémoire *Sc. de la Terre* (sous presse)".

MATHEVON G. et ROTHE J.P. (1968)

Teneurs en éléments radioactifs de quelques roches des Vosges. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, série D., pp. 2276-2279.

MEHNERT K.R. (1968)

Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, 393 p.

MOAL J.Y., BEGUINOT J., RUEL G. et VANNIER M. (1968)

Le quantomètre pour le dosage des éléments en traces dans les matériaux naturels in "Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et les autres substances minérales naturelles. Coll. Nat. du Centre Nat. de la Rech. Scient. Nancy". (sous presse).

MOREAU M., PUGHON A., PUIBARAUD Y. et SANSELME H. (1966)

L'uranium et les granites. Chronique des Mines et de la Recherche Minière. Paris, n° 350, pp. 47-51.

MORICE E. et CHARTIER F. (1954)

Méthode statistique, Imprimerie Nationale, Paris, t. 2, 555 p.

MOURET G. (1925)

Revision feuille Clermont 1/320 000. C.R. S.C.G.F., 29.

MÜLLER G. (1966)

La transformation autometamorphique rétrograde de biotites en chlorites et muscovites dans des roches profondes acides. Institut Minéral. et Pétrog. de l'Université de Kiel. Contr. Minéral. et Pétrol. 13, pp. 295-365 - Trad. F. LEUTWEIN-Melle BAILLET. C.R.P.G. Nancy.

NAUMOV G. (1961)

Some physicochemical characteristics of the behavior of uranium in hydrothermal solutions. Geochemistry, n° 2, pp. 127-147.

NEIGE R. (1968)

Dosage de l'uranium dans des lames minces de roche par des détecteurs diélectriques, in "Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et les autres substances minérales naturelles. Coll. National du Centre de la Recherche Scientifique, Nancy (sous presse)".

NEUERBURG G.H. (1955)

L'uranium dans les roches ignées des Etats-Unis d'Amérique. Actes Conf. Utilisation pacifique Energie Atomique, Genève, t. 6, pp. 264-274.

NEUHAUSS (1953)

Über Uraninit in Granit von Weissenstadt Fichtelgebirge - Fortschritte Mineralogie. 32, pp. 80-81.

NOCKOLDS S.R. et MITCHELL R.L. (1948)

The geochemistry of some caledonian plutonic rocks : a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. Roy. Soc. Edinburgh Trans., 61, Pt. II, n° 20, pp. 533-575.

ORVILLE P.M. (1958)

Composition of feldspars pairs from pegmatites and their application as a temperature indicator. J. of the Geological Soc. of America, vol. 69, Nber 12, part. 2, p. 1625.

ORVILLE P.M. (1963)

Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Amer. J. Science, Vol. 261, n° 3, pp. 201-237.

OVERSTREET W.C. (1967)

The geologic occurrence of monazite. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., Washington, n° 530, 327 p.

PARANT J. (1954)

Les amphibolites migmatiques de la bordure Sud du plateau d'Aigurande. E.E.S. Clermont-Ferrand.

PAULING L. (1949)

La nature de la liaison chimique. Presses Univ. de France. Paris, 430 p.

PAVILLON M.J. (1960)

Evolution structurale, granitique et métallogénique de la région de Meymac (Corrèze). Thèse Doc. 3ème Cycle. Paris. Ronéotypé.

PAVILLON M.J. et ROUTHIER P. (1962)

Prélude à une typologie des massifs granitiques. Bull. Soc. Geol. de France, 2ème série), t. III, p. 888-897.

PETERLONGO J.M. (1958)

Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, n° 4, 1 vol., 187 p.

PICCIOTTO E. (1950)

Distribution de la radioactivité dans les roches éruptives. Bull. Soc. Géol. Paélont. et Hydrol., vol. 59, pp. 170-198.

POTY B. (1967)

La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc. Thèse. Nancy. Ronéotypé, 209 p. Sc. de la Terre, mém. n° 17 (1969).

PRUVOST P. (1953)

Observations au C.R. de la Réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais et Marche. C.R.S.S.G.F., p. 407.

RAGUIN E. (1926)

Contribution à l'étude de la tectonique dans la région Ouest du Massif Central français. B.S.C.G.F., 30, p. 419.

RAMBABU Ch. et RANCHIN G. (1967)

Autoradiographic measurements of inclusions in granite samples. Brugeaud uranium mine (France). Journ. geochemical Society of India, v. 2, pp. 1-5.

RAMBERT H. (1952)

Chemical bonds and distribution of cations in silicates. Journ. of Geol., 60, pp. 331-355.

RANCHIN G. (1967)

La distribution statistique de l'uranium dans les roches de surface prélevées sur un massif granitique. Exemple du massif de St-Sylvestre (Limousin). Sc. de la Terre, Nancy, t. XII, n° 4, pp. 249-274.

RANCHIN G. (1968)

Contribution à l'étude de la répartition de l'uranium dans les roches granitiques saines. Exemple du massif de St-Sylvestre dans le Limousin. Sc. de la Terre, Nancy, t. XIII, n° 2, pp. 159-205.

(BARBIER J., CARRAT H.G.) et RANCHIN G. (1967) — Voir BARBIER J.

(ARNOLD M., KURTBAS K.) et RANCHIN G. (1968) — Voir ARNOLD M.

(BARBIER J.) et RANCHIN G. (1969 a) — Voir BARBIER J.

(BARBIER J.) et RANCHIN G. (1969 b) — Voir BARBIER J.

(BARBIER J.) et RANCHIN G. (1969 c) — Voir BARBIER J.

(KURTBAS K., MARQUAIRE Ch.) et RANCHIN G. (1969) — Voir KURTBAS K.

RANKAMA K. et SAHAMA Th. G. (1950)

Geochemistry. Chicago. Helsinki.

RAVIER J. et CHENEVOY M. (1966)

Les granites à muscovite du Mont-Pilat (Massif Central). Bull. Soc. géol. de France (7), VIII, pp. 133-149.

RENARD J.P. (1969)

Etude pétrographique et géochimique du massif granitique uranifère de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). Rapport C.R.R. inédit et publication en cours (Sc. de la Terre-Nancy).

RICHARD P. (1967)

Détermination de la teneur en thorium et en potassium par la spectrométrie gamma. D.E.S. Nancy. Ronéotypé, 126 p.

RINGWOOD A.E. (1955 a)

The principles governing trace element distribution during magmatic crystallisation. Part. I : the influence of electronegativity. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 7 (3/4), pp. 189-202.

RINGWOOD A.E. (1955 b)

The principles governing trace element distribution during magmatic crystallisation. Part. II : the role of complex formation. *Geochimica et Cosmoch. Acta* 7, (5/6), pp. 242-254.

RISLER J.J. (1960)

Etude lithologique et structurale de la région de Corrèze. Egletons (Corrèze). Minéralisations associées (uranium). Thèse Doc. 3ème Cycle. Univ. Paris. Ronéo-typé, 2 vol.

ROGERS J.J.W. and RAGLAND P.C. (1961)

Variation of thorium and uranium in selected granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 25, pp. 99-109.

ROQUES M. (1941)

Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. Mém. Serv. Carte Géol. France, 1 vol., 530 p.

ROQUES M. (1953)

C.R. de la Réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais et Marche. C.R.S.S.G.F., p. 399.

ROUBAULT M. (1958)

La géologie de l'uranium. Masson, Paris, 462 p.

ROUBAULT M. (1963)

Rock analysis with a quantometer, a grating spectrograph with direct recording. Proc. of the geochemical Conf. Comm. the Cent. of Acad. V.I. Vernadskii's Birth in "Chemistry of the Earth's Crust. Volume II. Jerusalem, pp. 282-300 - 1967".

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1955)

Sur les relations entre certains gîtes filoniens d'uranium et la présence d'inclusions radioactives dans les roches encaissantes. *C.R. Acad. Sci.*, t. 240, pp. 1748-1750.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1957)

Etude de la radioactivité du massif granitique de Carnac (Morbihan). 82ème Cong. Soc. Sav., pp. 31-43.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1958 a)

Sur une variation brusque et limitée de la radioactivité d'un massif granitique.
C.R. Acad. Sci. Paris, t. 246, pp. 3086-3089.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1958 b)

Observations de déplacements de l'uranium dans les roches cristallines : relations possibles de ce phénomène avec la genèse de certains gisements. Actes de la 2ème Conf. Int. Utilisation pacifique de l'Energie Atomique. Vol. 2, Genève, pp. 335-337.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1959)

Influence de l'altération sur la répartition des éléments radioactifs dans les roches.
84ème Cong. Soc. Sav. pp. 287-295.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1960 a)

Etude radiogéologique d'une partie du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). Cong. Int. Géol. 21ème session, Copenhague, Part XV, pp. 78-97.

ROUBAULT M. et COPPENS R. (1960 b)

Repartition de la radioactivité dans un granite voisin d'un gisement uranifère.
85ème Cong. Soc. Sav., pp. 233-248.

ROUBAULT M., DE LA ROCHE H. et GOVINDARAJU K. (1964)

L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photo-électrique au quantomètre A.R.L. et son contrôle par des roches-étalons. Sc. de la Terre, t. IX, Nancy, n° 4, pp. 339-371.

ROUBAULT M. et DE LA ROCHE H. (1965)

Parallèle entre la géochimie des schistes paléozoïques et celle des formations granitiques dans le massif du Lys Caillaouas (Pyrénées Centrales). Geol. Rundschau Bd 55, n° 2, pp. 301-316.

ROUBAULT M. et DE LA ROCHE H. (1968)

Sur la géochimie des alcalins dans les roches de granitisation. Endomorphisme ou métasomatose hydrothermale dans les diorites et gabbros quartziques des Pyrénées, in "Origin and Distribution of the elements. Pergamon Press. Oxford. New-York, pp. 701-719".

ROUTHIER P. (1963)

Les gisements métallifères. Masson. Paris, 2 vol., 1282 p.

ROUTHIER P. (1968)

Sur les relations entre Corse "hercynienne" et Corse alpine. Age des schistes lustrés. Inventaire des acquisitions et des problèmes, des progrès et des régressions. Bull. Soc. Geol. de France (7), X, pp. 13-35.

ROUTHIER P. (1969)

Essai critique sur les méthodes de la géologie (de l'objet à la genèse). Coll. Evolution des Sciences. Masson. Paris. 202 p.

ROUTHIER P. et GAUTSCH S.P. (1958)

Proposition d'une règle de répartition zonale des concentrations d'uranium par rapport aux plutons. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 247, pp. 1750-1753.

SARCIA Jean A. (1957)

Les gîtes lithinifères du Sud-Est des Monts d'Ambazac. Paris, Echo des Mines et de la Metallurgie, n° 3511, p. 723, Rapport C.E.A. n° 856 (1958).

SARCIA Jean A. (1958)

Les indices wolframifères des Monts d'Ambazac et de leurs confins marchois. Paris, Echo des Mines et de la Métallurgie, n° 3515, p. 237. Rapport C.E.A. n° 891 (1958).

SARCIA Jean et Jacqueline A. (1962)

Gîtes et gisements du Nord-Limousin, in "Les minerais uranifères français. INSTN et Pres. Univ. de France. t. 2, pp. 185-292".

SARCIA J.A., CARRAT J.G., POUGHON A. et SANSELME H. (1958)

Géologie des gîtes uranifères et filoniens en France. Actes de la 2ème Conf. Int. Utilisation pacifique de l'Energie Atomique. Vol. 2, Genève, pp. 280-300.

SAVITCH P. et PAVLOVITCH St. (1954)

Contribution à l'étude du cycle minéralogique de l'uranium. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 238, pp. 912-914.

SEDERHOLM J.J. (1916)

On synanthetic minerals and related phenomena. Bull. Comm. Geol. Finlande, 48, 148 p.

SEDERHOLM J.J. (1926)

On migmatites and associated pre-cambrian rocks of South-Western Finland. Part II the Baröandsfjärd region. Bulletin Comm. géol. Finlande, 77, 143 p. (1926) et in "Selected works, granites and migmatites. Oliver et Boyd (1967), pp. 421-432".

SHAW D.M. (1964)

Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris, 237 p.

SCHILTZ J.C. (1968)

L'analyse par activation neutronique de certains oligo-éléments dans les matériaux géologiques, in "Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et les autres substances minérales naturelles. Coll. Nat. du Centre Nat. de la Recherche Scient. Nancy". (sous presse).

SHIMIZU T. et KINODA R. (1969)

Abundance of scandium in igneous rocks of Japan. *Geochimica Cosmochimica Acta*. Vol. 33, n° 2, pp. 290-292.

SIMMLER E. (1962)

Le granite des Crêtes à l'Ouest de Ste-Marie-aux-Mines (Vosges). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. 15, fasc. 3, pp. 87-126.

SONET J. (1967)

Contribution à l'étude géochronologique du massif de Mortagne (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 225-228.

SONET J. (1968)

Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, pp. 15-17.

STRECKEISEN A. (1966)

Classification des roches éruptives. *Géol. Rundschau, Dtsch.* t. 55, n° 2, pp. 478-491. Trad. B.R.G.M. n° 4996.

TAUSON L.V. (1956)

Geochemistry of uranium in granitoids of the Chernovinsky Massif (Altai Mountain). *Geochemistry* n° 3, pp. 236-245.

TAUSON L.V. (1965)

Factors in the distribution of the trace elements during the crystallisation of magmas, in "Physics and Chemistry of the Earth, vol. 6, Pergamon Press, pp. 215-249".

TAUSON L.V. and KRAVCHENKO L.A. (1956)

Characteristics of lead and zinc distribution in minerals of Caledonian granitoids of the Susamyr batholith in Central Tian Shan. *Geochemistry*, n° 1, pp. 78-88.

TAUSON L.V., ZLOBIN B.I. and LEONOVA L.L. (1956)

Uranium distribution in the granitoids complex of the Susamyr batholith, Central Tian Shan. *Geochemistry*, n° 7, pp. 653-661.

TAYLOR S.R. (1965)

The application of trace elements data to problems in petrology, in "Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 6, Pergamon Press, pp. 135-213".

TEMPIER P. (1967)

Etude pétrographique et structurale de la série cristallophylienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central français). Ann. de la Fac. des Sc. de l'Univ. de Clermont-Ferrand, n° 33, 311 p.

TERMIER H. et G. (1957)

L'évolution de la lithosphere II Orogenese. Masson. Paris. 940 p.

TOURETTE M. (1967)

Etude géochronologique par la méthode au Strontium de la série cristallophylienne de la Moyenne Dordogne et de quelques migmatites de type Aubusson dans le Massif Central français. Ann. de la Fac. des Sc. de l'Univ. de Clermont-Fd, n° 36, pp. 77-108.

TROLL G. (1964)

Das intrusivgebiet von Fürstenstein. Geol. Bavarica 52, pp. 1-140.

TUGARINOV A.I. (1966)

Causes of the formation of metallogenic Provinces in "Chemistry of the Earths crust. Vol. I, Jerusalem, pp. 160-185."

TUGARINOV A.I. et NAUMOV V.B. (1969)

Conditions de température et de pression lors de la genese des gisements hydrothermaux d'uranium. Geokhimiya n° 2, pp. 131-146 (en russe).

TUREKIAN K.K. et KULP J.L. (1956)

The geochemistry of strontium. Geochimica et Cosmoch. Acta, 10 (5 6), pp. 245-296.

TUROVSKII S.D. (1957)

Geochemistry of uranium and thorium. Distribution of radioactive elements in intrusive rocks of Northern Kirgizia. Geochemistry n° 2, pp. 199-215.

TUTTLE O.F. (1952)

Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic silic rocks. Journ. of Geol. Vol. p. 107.

TUTTLE O.F. et BOWEN N.L. (1958)

Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na - Al Si_3O_8 , K - Al - Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Am. Mem. n° 74, 153 p.

VARLAMOFF N. (1946-1947)

La répartition de la minéralisation d'après la clef géochimique de Fersmann. Bull. Soc. Géol. Belgique, Liège, 70, pp. 108-138.

VARLAMOFF N. (1959)

Zonéographie de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique Centrale et les classifications de K.A. VLASSOV et de A.I. GAINSBURG. Ann. Soc. Géol. Belgique, 82, pp. 55-87.

VIALETTE Y. (1965)

Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. Coll. Int. de géochr. absolue. Nancy.

VON PLATEN H. (1965)

Kristallisation granitischer Schmelzen. Beitr. Mineral. u. Petrogr., B. 11, pp. 334-381.

VON PLATEN H. and HOLLER H. (1966)

Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und kb H₂O Druck. N. 5h, Miner. Abh 106, pp. 106-130.

WAGER L.R. et MITCHELL R.L. (1951)

The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma : A further study of the Skaergaard intrusion East Greenland, Geochimica et Cosmochimica Acta, 1, pp. 129-208.

WEGMANN C.E. (1955)

Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, 26, pp. 305-349.

WHITFIELD J.P., ROGERS J.J.W. and ADAMS J.A.S. (1959)

The relationship between the petrology and the thorium and uranium of some granitic rocks. Geochimica Cosmochimica Acta, Vol. 17, pp. 248-271.

WINKLER H.G.F. (1967)

Petrogenesis of metamorphic rocks, 2 ed. Springer, Berlin, 218 p.

WINKLER H.G.F. et VON PLATEN H. (1961)

Experimentelle gesteinsmetamorphose I - VI. Geochimica Cosmochimica Acta, 24, pp. 48-69, 250-259.

WYART J. et SABATIER G. (1956 a)

Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. Bull. Soc. franç. Miner. Crist. LXXIX, pp. 444-448.

WYART J. et SABATIER G. (1956 b)

Transformations mutuelles des feldspaths alcalins. Reproduction du microcline et de l'albite. Bull. Soc. Franç. Miner. Crist. LXXIX, pp. 574-581.

WYART J. et SABATIER G. (1958)

Mobilité des ions silicium et aluminium dans les cristaux des feldspaths. Bull. Soc. franç. Miner. Crist. LXXXI, pp. 223-226.

WYLLIE P.J. and TUTTLE O.F. (1964)

The effects of So_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. Am. J. Sci., 262, pp. 930-939.

YANG KIEH (1932)

Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du Plateau d'Aigu-rande. Mém. Soc. géol. de France, 19, 122 p.

YODER H.S., STEWART D.B. and SMITH J.R. (1957)

Ternary feldspars. Ann. Rept. Geophys. Lab. pp. 206-214.

ZERECHQUI A. (1967)

Contribution à l'étude pétrographique, géochimique et radiogéologique de la partie centrale du Massif du Forez. Thèse 3ème Cycle, Nancy. Ronéotypé, 118 p.

ZOUBEK V. (1927)

Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhrimov. Zol. Storm. Stat. Géol. Ust. Cesk. Rep. Prague, 1 vol., 413 p.

TABLE DES MATIERES

	Pages
INTRODUCTION	9
A - LES BASES METHODOLOGIQUES DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE SYSTEMATIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES	10
1° - La maille de l'échantillonnage.	12
2° - L'altération superficielle et l'interprétation des résultats analytiques du dosage des éléments majeurs.	13
3° - Utilisation des éléments majeurs dans la mise en évidence de diffé- rences chimiques faibles et des tendances évolutives à l'intérieur des massifs granitiques.	14
4° - Utilisation des éléments en traces.	15
B - LE SUPPORT GEOLOGIQUE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEO- CHIMIQUE SYSTEMATIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES DANS LE LIMOUSIN	16
C - OPERATIONS TECHNIQUES	17
D - LE PLAN DE L'OUVRAGE - SON ORIENTATION	19
<u>PREMIERE PARTIE</u> : TYPOLOGIE DES MASSIFS - EVOLUTION GRANITIQUE	21
CHAPITRE I - LES GRANITES A BIOTITE	21
I - LE MASSIF DE GUERET	23
A - LES STRUCTURES PETROGRAPHIQUES DU GRANITE DE GUERET	23
1° - Observations générales sur les caractères pétrographiques du granite de Guéret.	24
2° - Description et caractères distinctifs des principaux faciès.	25
3° - Résultats sommaires de l'étude pétrographique.	29

B - L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE	29
1° - La géochimie des éléments majeurs	31
2° - La géochimie de quelques éléments en traces.	42
C - LES ANATEXITES A CORDIERITE ("GNEISS D'AUBUSSON")	55
1° - Aspects macroscopiques et caractères pétrographiques.	55
2° - Caractères géochimiques. Comparaison avec le granite de Guéret.	56
II - LES GRANITES A BIOTITE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA MARCHE	58
A - LES STRUCTURES PETROGRAPHIQUES	60
1° - Le faciès orienté à grain moyen.	60
2° - Le faciès à structure porphyroïde.	61
3° - Le faciès à grain moyen à microcline quadrillé.	61
B - L'EVOLUTION CHIMIQUE	62
1° - La géochimie des éléments majeurs.	62
2° - Etude de quelques éléments à l'état de traces. Comparaison avec le granite de Guéret.	67
III - LE MASSIF D'AUREIL	68
A - ZONALITE DU MASSIF D'AUREIL	69
B - PARTICULARITES GEOCHIMIQUES DU GRANITE D'AUREIL COMPARATIVEMENT AU GRANITE DE GUERET (Zones I et II)	74
IV - LE GRANITE ORIENTE DE LA BRAME	77
A - LE FACIES A SILLIMANITE FIBREUSE	79
1° - Caractères pétrographiques.	82
2° - Caractères chimiques.	83
B - LES FACIES A SILLIMANITE PRISMATIQUE ET A CORDIERITE	87
1° - Sous-faciès de la région de St-Jouvent.	88
2° - Sous-faciès de la région d'Arnac-la-Poste : faciès de convergence avec les granites de "type Guéret".	89
C - LE FACIES DE TRANSITION AU CONTACT DU GRANITE A DEUX MICAS DE St-SYLVESTRE	91
V - CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANITES A BIOTITE	91
A - LE MASSIF DE GUERET ET LES MASSIFS DE GRANITE A BIOTITE DE LA MARCHE OUEST	91

1° - Sur la genèse des anatexites "type Aubusson".	91
2° - Sur les relations entre la tectonique et la granitisation "type Guéret".	93
3° - Sur l'évolution granitique dans le massif de Guéret et les massifs de la Marche Ouest.	95
B - LE MASSIF D'AUREIL	99
C - LE GRANITE ORIENTE DE LA BRAME	100
CHAPITRE II - LES GRANITES A DEUX MICAS	103
I - CARACTERES GENERAUX DES GRANITES A DEUX MICAS	103
II - LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE : Zonalité pétrographique géochimique et métallogénique.	108
A - VARIATIONS PETROGRAPHIQUES	108
1° - La zone occidentale (Les Brugeauds - Bessines - Margnac).	108
2° - La zone orientale ou zone de sodification.	109
B - VARIATIONS GEOCHIMIQUES	118
1° - La géochimie des éléments majeurs.	118
2° - La géochimie des éléments en traces.	127
3° - Les éléments en traces et la zonalité du massif.	135
C - ZONALITE DES MINERALISATIONS	136
D - DISPOSITION SPATIALE DES FACIES GRANITIKES ET DES MINERALISATIONS	139
III - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE - LES DIFFERENTS FACIES	142
A - LES DIFFERENTS FACIES DU GRANITE A DEUX MICAS DANS LA MARCHE OCCIDENTALE	144
1° - Faciès banal à oligoclase, albite et perthites.	144
2° - Faciès de Dompierre à oligoclase et albite, sans perthites.	145
3° - Faciès à albite seule.	148
4° - Faciès à albite seule et muscovite seule.	148
5° - Le faciès à structure microgrenue porphyrique et le faciès aplitique à grenats.	148
B - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE CENTRALE	149
C - LE GRANITE A DEUX MICAS DE CROZANT	151
D - REPARTITION DE QUELQUES ELEMENTS EN TRACES DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE	151

IV - LE GRANITE A GRAIN FIN A DEUX MICAS ET ANDALOUSITE DE "TYPE CHATEAUPONSAC"	152
V - ETUDE GEOCHIMIQUE COMPARATIVE DU GRANITE DE ST-SYLVESTRE ET DU GRANITE DE LA MARCHE pour des degrés de différenciation équivalents. Extension à d'autres massifs. Classement des massifs de granite à deux micas d'après les stades de différenciation correspondants.	156
A - COMPARAISON CHIMIQUE ENTRE LE GRANITE DE ST-SYLVESTRE et LE GRANITE DE LA MARCHE	157
B - COMPARAISON AVEC D'AUTRES MASSIFS DE GRANITES A DEUX MICAS	160
1° - Massifs du Nord-Limousin.	160
2° - Le massif de Mortagne en Vendée.	162
C - PERSPECTIVES OUVERTES PAR L'ETUDE COMPARATIVE DES MASSIFS DE GRANITES A DEUX MICAS	165
VI - RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS ASSOCIES - VARIATIONS DES ELEMENTS DANS LES SEQUENCES EVOLUTIVES RESPECTIVES	166
A - MODALITES DES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LE GRANITO-GNEISS DE LA BRAME ET LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE	168
B - MODALITES DES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LES GRANITES A BIOTITE DE "TYPE GUERET" ET LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE	168
C - PARENTE GEOCHIMIQUE ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS QUI LEUR SONT ASSOCIES GEOGRAPHIQUEMENT	170
D - LES RELATIONS GEOCHIMIQUES ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS : CARACTERES DE PARENTE ET ELEMENTS ESSENTIELS DE LA DISCONTINuite	173
VII - CONSIDERATIONS SUR LES PROCESSUS "AUTOMETAMORPHIQUES" ou "DEUTERIQUES". Les phénomènes d'altération secondaires et les structures microgranitiques dans les granites à deux micas. Données géochronologiques.	174
A - PROCESSUS AUTOMETAMORPHIQUES OU DEUTERIQUES	174
B - LES PHENOMENES D'ALTERATION SECONDAIRE DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE	178
C - LES STRUCTURES MICROGRANITQUES	178
D - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES	179
VIII - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES GRANITES A DEUX MICAS	181
A - TYPOLOGIE DES GRANITES A DEUX MICAS	181

B - RELATIONS ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS	182
C - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DES GRANITES A DEUX MICAS	188
D - LES STADES DE DIFFERENCIATION PETROGRAPHIQUE DANS LES GRANITES A DEUX MICAS	190
E - LES PROCESSUS "AUTOMETAMORPHIQUES" ou "DEUTERIQUES"	193

DEUXIEME PARTIE : LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM

VARIATIONS COMPAREES DU THORIUM - ASPECTS METALLOGENIQUES	197
---	-----

CHAPITRE I - GENERALITES SUR LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM DANS LES ROCHES GRANITIQUES	197
--	-----

I - L'INFLUENCE DE L'ALTERATION METEORIQUE SUR LA REPARTITION DE L'URANIUM. RAPPEL DE QUELQUES DONNEES ESSENTIELLES	197
---	-----

II - SUR LE MODE DE LOCALISATION DE L'URANIUM DANS LES ROCHES GRANITIQUES	198
---	-----

III - DONNEES GENERALES SUR LES TENEURS EN URANIUM DES ROCHES ERUPTIVES	201
---	-----

IV - SUR LA DEMARCHE METHODOLOGIQUE QUI RESULTE DES CARACTERISTIQUES PARTICULIERES DE LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM	203
---	-----

CHAPITRE II - LES VARIATIONS DE LA TENEUR ET DU MODE DE REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN	205
---	-----

I - LES GRANITES DU MASSIF DE ST-SYLVESTRE	205
--	-----

A - LE GRANITE A DEUX MICAS DE ST-SYLVESTRE	205
---	-----

1° - Etude de la zone occidentale (Les Brugeauds - Margnac).	205
--	-----

2° - Etude des sondages de la zone orientale (St-Léger-la-Montagne - St-Goussaud).	213
--	-----

3° - Les variations de la teneur en uranium dans l'ensemble du granite à deux micas de St-Sylvestre.	216
--	-----

B - LE GRANITE A GRAIN FIN A DEUX MICAS DE CHATEAUPONSAC	222
--	-----

C - LE GRANITO-GNEISS DE LA BRAME	223
-----------------------------------	-----

1° - Le sondage CS 2.	223
-----------------------	-----

2° - Le sondage FS.	225
---------------------	-----

3° - Les caractéristiques générales de la répartition de l'uranium dans le granito-gneiss de la Brame.	227
--	-----

D - SUR LA PROPORTION D'URANIUM LIEE A L'URANINITE	227
E - RELATIONS STATISTIQUES ENTRE LA DISTRIBUTION DE L'URANIUM EN SURFACE ET LA TENEUR EN URANIUM PRIMAIRE	229
II - LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE - RAPPEL DES RESULTATS ACQUIS DANS LES MASSIFS DE GRANITE A DEUX MICAS DE BLOND ET DE COGNAC-LE-FROID	231
A - LA MARCHE CENTRALE	231
B - LA MARCHE OCCIDENTALE	233
C - LE MASSIF DE CROZANT	233
D - BILAN DES RESULTATS ACQUIS DANS LES GRANITES DE LA MARCHE ET DE CROZANT	233
E - LE MASSIF DES MONTS DE BLOND	235
F - LE MASSIF DE COGNAC-LE-FROID	236
III - LES MASSIFS DE GRANITE A BIOTITE DE GUERET ET DE LA MARCHE OCCI- DENTALE	237
A - LA REPARTITION DE L'URANIUM PRIMAIRE	237
B - VARIATIONS DE LA TENEUR EN URANIUM DANS LE MASSIF DE GUERET	237
C - LA TENEUR EN URANIUM DU GRANITE A BIOTITE DE LA MARCHE OCCIDENTALE	240
IV - LE MASSIF D'AUREIL	240
V - CARACTERISTIQUES GENERALES DESCRIPTIVES DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN	240
CHAPITRE III - GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN QUELQUES DONNEES SUR LES TERRES RARES DE LA SERIE DU LANTHANE ET SUR LE ZIRCONIUM	245
I - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF DE ST-SYLVESTRE	247
A - LES GRADIENTS DE VARIATION DU THORIUM	247
B - LE MODE DE REPARTITION DU THORIUM	248
C - VARIATIONS GENERALES DU THORIUM ET DU RAPPORT THORIUM/ URANIUM DANS LE MASSIF	249
II - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF DE GRANITE A BIOTITE DE GUERET ET DANS LE GRANITE A DEUX MICAS DE LA MARCHE CENTRALE	253
III - LA GEOCHIMIE DU THORIUM DANS LE MASSIF D'AUREIL	255

IV - VARIATIONS DE QUELQUES TERRES RARES (DE LA SERIE DU LANTHANE) ET DU ZIRCONIUM DANS LE MASSIF DE ST-SYLVESTRE	255
V - VARIATIONS COMPAREES DE L'URANIUM, DU THORIUM, DES TERRES RARES DE LA SERIE DU LANTHANE ET DU ZIRCONIUM	259
CHAPITRE IV - L'URANINITE DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN - SES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES, SA COMPOSITION ET LA MICROPARAGENESE ASSOCIEE	261
I - LES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES DES CRISTAUX D'URANINITE	263
II - LA COMPOSITION ET L'AGE DES CRISTAUX D'URANINITE	264
III - L'ENVIRONNEMENT AUREOLAIRE DES CRISTAUX D'URANINITE	268
A - URANINITE ASSOCIEE A LA PYRITE OU (ET) A UNE GANGUE FERRU- GINEUSE	269
1° - Uraninite et pyrite	269
2° - Les gangues ferrugineuses	272
B - L'URANINITE DANS LES FELDSPATHS	273
C - L'URANINITE DANS LA BIOTITE	273
D - L'URANINITE DANS LA MUSCOVITE ET LE QUARTZ	282
IV - LES MINERAUX ET ELEMENTS ASSOCIES A L'URANINITE : LA MICRO- PARAGENESE	282
CHAPITRE V - LES PRINCIPES CRISTALLOCHIMIQUES ET LA DIFFERENCIATION DES ELEMENTS EN TRACES - LE COMPORTEMENT DE L'URANIUM	291
I - CLASSIFICATION DES ELEMENTS EN TRACES	291
II - LES CONSEQUENCES DES REGLES DE LA SUBSTITUTION DIADOCHIQUE SUR L'EVOLUTION D'UN CERTAIN NOMBRE D'ELEMENTS EN TRACES	295
1° - Aspects statiques de l'isomorphisme.	295
2° - Aspects dynamiques de l'isomorphisme.	296
III - COMPORTEMENT DES ELEMENTS SUSCEPTIBLES DE FORMER DES MINERAUX SEPARES	303
A - L'ETAIN ET SES ACCOMPAGNATEURS DANS LE GRANITE (Sn, Nb, Ta, Be, B)	304
B - LES ELEMENTS DES MINERAUX ACCESSOIRES (Zr, TR, Th)	305
IV - COMPORTEMENT DE L'URANIUM	306

CHAPITRE VI - ASPECTS METALLOGENIQUES DES ETUDES GEOCHIMIQUES	309
I - CARACTERES GENERAUX DES FILONS URANIFERES INTRAGRANITIQUES FRANCAIS COMPARES AUX CARACTERES DE L'ENSEMBLE DES FILONS DE PECHBLENDE EUROPEENS	309
II - LA LOCALISATION DES GISEMENTS URANIFERES DANS LE LIMOUSIN ET LES CARACTERISTIQUES DE LA ROCHE-SUPPORT	313
III - LA GENESE DES GISEMENTS D'URANIUM INTRAGRANITIQUE FRANCAIS ; LES THEORIES EN PRESENCE ET L'APPORT DES TRAVAUX RECENTS	316
A - THEORIES BASEES SUR UNE ALTERATION ENDOGENE	318
B - THEORIE BASEE SUR UNE ALTERATION EXOGENE	318
C - L'APPORT DES TRAVAUX RECENTS	318
CONCLUSIONS	321
I - L'EVOLUTION GRANITIQUE	322
A - L'EVOLUTION DANS LES GRANITES A BIOTITE	322
B - RELATIONS ENTRE LES GRANITES A BIOTITE ET LES GRANITES A DEUX MICAS - TYPES D'ASSOCIATION	325
C - L'EVOLUTION DANS LES GRANITES A DEUX MICAS	327
II - LES VARIATIONS DE L'URANIUM PRIMAIRE A L'ETAT DE TRACES	330
A - LES ASPECTS STATIQUES DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN	330
B - LES ASPECTS EVOLUTIFS DE LA REPARTITION DE L'URANIUM DANS LES GRANITES DU NORD-LIMOUSIN	331
III - LES VARIATIONS DU THORIUM, DU ZIRCONIUM ET DES TERRES RARES DE LA SERIE DU LANTHANE	334
IV - LES PRINCIPES CRISTALLOCHIMIQUES ET LE COMPORTEMENT DES ELEMENTS EN TRACES. LES ASPECTS PROPRES A L'URANIUM	336
V - ASPECTS METALLOGENIQUES	340
ANNEXE 1 - Liste des échantillonnages effectués en profondeur.	343
ANNEXE 2 - Liste d'échantillons prélevés en surface choisis comme étant plus particulièrement représentatifs des différents faciès.	347
BIBLIOGRAPHIE	355

TABLE DES ILLUSTRATIONS

LISTE DES PLANCHES

MICROGRAPHIES :

- I - Faciès orienté granodioritique du granite de Guéret.
- II - Faciès porphyroïde de la Souterraine dans le granite de Guéret.
- III - Faciès à grain moyen à texture cataclastique du granite de Guéret.
- IV - Faciès à texture monzonotique du granite de Guéret.
- V - Habitus de la sillimanite et phénomènes de muscovitisation dans le granite de la Brame.
- VI - Evolution des perthites dans les granites à deux micas. Antiperthites dans le granite à deux micas de la Marche.
- VII - Faciès à structure microgrenue porphyrique de la Jonchère dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.
- VIII - Cristaux d'uraninite associés à la pyrite ou contenus dans les plagioclases.
- IX - Cristaux d'uraninite contenus dans la biotite ou la muscovite.
- X - Uraninite associée à une gangue ferrugineuse. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde électronique.
- XI - Uraninite associée à une gangue ferrugineuse. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde électronique.
- XII - Uraninite associée à de la pyrite et à une gangue ferrugineuse dans un plagioclase. Etude de l'environnement auréolaire à la microsonde.
- XIII - Cristal d'uraninite à la jonction de trois minéraux (plagioclase, quartz, apatite). Etude à la microsonde électronique de l'environnement auréolaire du cristal dans le plagioclase.
- XIV - Cristaux de monazite dans le granito-gneiss de la Brame.

CARTE HORS TEXTE :

- XV - Nord-Limousin et Marche. Carte d'échantillonnage.

LISTE DES FIGURES

- 1) Carte des faciès pétrographiques du granite de Guéret.
- 2) Axe d'évolution du granite de Guéret dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE.
- 3) Les formations du massif de Guéret et le granite à deux micas de la Marche Centrale dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE.
- 4) Variations comparées des éléments en traces dans le granite de Guéret.
- 5) Variations du strontium, du baryum, du plomb, du zinc et du zirconium en fonction du calcium ou de la somme $Fe+Mg+Ti$ dans le granite de Guéret.
- 6) Evolution des rapports Sr/Ca (6a) et Sr/Ba (6b) dans le granite de Guéret.
- 7) Variations du nickel, du chrome, du vanadium et du cuivre en fonction de la somme $Fe+Mg+Ti$ dans le granite de Guéret.
- 8) Faciès pétrographiques dans les granites de la région occidentale de la chaîne de la Marche.
- 9) Les granites de la Marche Ouest dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE.
- 10) Les granites de la Marche Ouest dans le diagramme $Fe+Mg+Ti$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE.
- 11) Zonalité granitique dans le massif d'Aureil.
- 12) Les différentes zones du granite d'Aureil dans le diagramme $Fe+Mg+Ti$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec le granite de Guéret.
- 13) Le granito-gneiss de la Brame et les granites à biotite de la Marche Ouest dans le diagramme $Fe+Mg+Ti$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE.
- 14) Position des différents faciès du granite de Guéret dans le système quaternaire quartz-albite-orthose-anorthite de H. Von PLATEN.
- 15) Relations chimico-minéralogiques entre les granites à biotites et les granites à deux micas dans le Nord-Limousin ; leur expression sur les diagrammes de H. de la ROCHE, avec en abscisse le paramètre $K - (Na+Ca)$
- 16) Zonalité pétrographique et métallogénique dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.

- 17) Les granites à deux micas de St-Sylvestre et de Chateauponsac dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $(K + Ca) - Na$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec le granite à deux micas de Cognac-Le-Froid.
- 18) Relations entre la topographie, les zones pétrographiques et les minéralisations dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 19) Les granites à deux micas de la Marche Ouest et de Crozant dans les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de la ROCHE, avec en abscisse le paramètre $(K + Ca) - Na$.
- 20) Les granites à deux micas de la Marche et de Crozant dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $(K+Ca) - Na$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec la position du granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 21) Les granites à deux micas de St-Sylvestre et de Chateauponsac dans le diagramme $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$, $K - (Na+Ca)$ de H. de la ROCHE. Comparaison avec la position des granites à deux micas de la Marche et de Crozant.
- 22) Influence des éléments volatils sur la température de début de fusion dans le système granitique (d'après P.J. WYLLIE et O.F. TUTTLE)
- 23) Diagramme d'équilibre du système muscovite + quartz (d'après B.W. EVANS) ; courbe d'équilibre andalousite - sillimanite ; courbe des températures de début de fusion dans le système de O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN et sens de migration du minimum de fusion par adjonction de Li_2O .
- 24) Position des granites à biotite et des granites à deux micas dans le système quaternaire albite-anorthite-orthose- H_2O de YODER et al.
- 25) Variations de l'uranium dans un sondage effectué dans la région de St-Léger-la-Montagne (ES₃). Zone orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 26) Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les sondages de la région orientale du granite à deux micas de St-Sylvestre. Comparaison avec le granite de la mine de Margnac.
- 27) Variations de l'uranium dans un sondage effectué au nord du massif de St-Goussaud (Volonda-sondage ES₂).
- 28) Variations de l'uranium dans un sondage effectué au centre du Massif de St-Goussaud (La Chatenaide - sondage ES₁)
- 29) Histogrammes de répartition des teneurs en uranium au dessous de la zone d'altération superficielle dans les faciès du granito-gneiss de la Brame.
- 30) Variations de l'uranium à l'intérieur d'un sondage effectué dans le faciès de St-Jouvent du granite de la Brame.
- 31) Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les roches prélevées en surface sur les différents granites ou zones du Massif de St-Sylvestre. Ajustement théorique à deux populations.
- 32) Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans les roches prélevées en surface sur les granites à deux micas de la Marche Occidentale et de Crozant.

- 33) Histogrammes de répartition des teneurs en uranium dans quelques massifs de granite à biotite du Nord-Limousin (échantillonnage de surface).
- 34) Variations comparées de l'uranium, du thorium et des Terres Rares dans les granites du Massif de St-Sylvestre.
- 35) - 35 bis) Spectres d'analyse qualitative à la microsonde électronique d'un cristal d'uraninite.
- 36 - 36 bis) Spectres d'analyse qualitative à la microsonde électronique de l'environnement auréolaire d'un cristal d'uraninite.
- 37) Graphique bilogarithmique montrant la répartition des éléments en fonction du rayon ionique et du potentiel d'ionisation.
- 38) Carte de la situation des gisements d'uranium par rapport aux stades de différenciation pétrographique des granites à deux micas.
- 39) Typologie des massifs granitiques du Nord-Limousin établie d'après les caractéristiques de la géochimie des alcalins pour des degrés de différenciation équivalents. Parenté géochimique entre les granites à biotite et les granites à deux micas associés.

LISTE DES TABLEAUX

- 1) Composition chimique de quelques échantillons-types granodioritiques dans le granite de Guéret.
- 2) Composition chimique moyenne des différents faciès du granite de Guéret.
- 3) Analyse complète des éléments majeurs dans quelques échantillons du granite de Guéret appartenant aux différents faciès.
- 4) Variations des alcalins et du silicium dans le granite de Guéret.
- 5) Comparaison statistique entre les moyennes des éléments majeurs pour les différents faciès du granite de Guéret.
- 6) Teneurs en P_2O_5 de quelques échantillons du granite de Guéret.
- 7) Teneurs moyennes en éléments majeurs des faciès du granite de Guéret en ne considérant que les échantillons utilisés pour l'étude des éléments à l'état de traces.
- 8) - 8 bis) Résultats analytiques des dosages d'éléments en traces dans le massif de Guéret (spectrographe à prisme).
- 9) Résultats analytiques du dosage des éléments en traces dans quelques échantillons du granite à biotite de la Marche Ouest et du granite de Guéret (analyses quantométriques)
- 10) Composition chimique moyenne des anatexites à cordiérite.
- 11) Teneurs moyennes en éléments majeurs des différents faciès du granite de la Marche.

- 12) Composition chimique moyenne des faciès orientés dans le granite de Guéret et dans les granites à biotite de la Marche Ouest.
- 13) Composition chimique moyenne du granite porphyroïde de la Souterraine et du faciès à microcline quadrillé dans le massif de Tersannes.
- 14) Composition chimique moyenne des granites des différentes zones du massif d'Aureil.
- 15) Comparaison chimique entre les faciès à acidité comparable des massifs de Guéret, la Marche Ouest et Aureil.
- 16) Composition chimique de quelques échantillons-types non altérés des différentes zones du granite d'Aureil.
- 17) Composition chimique de quelques granites à biotite en massifs intrusifs du Limousin.
- 18) Teneurs moyennes en éléments majeurs du granito-gneiss de la Brame et de ses différents faciès.
- 19) Résultats analytiques du dosage de quelques éléments en traces dans les différents faciès du granito-gneiss de la Brame.
- 20) Teneurs en alcalins rares du granito-gneiss de la Brame et du granite de Guéret (Maupuis).
- 21) Teneurs moyennes en éléments majeurs des différentes zones du granite à deux micas de St-Sylvestre (échantillonnage de surface).
- 22) - 22 bis) Composition chimique moyenne du granite à deux micas de St-Sylvestre calculée pour les différents échantillonnages effectués en profondeur et en roche saine.
- 23) - 23 bis) Signification statistique des différences observées entre les moyennes des éléments majeurs données sur les tableaux 22 et 22 bis.
- 24) Evaluation semi-quantitative des teneurs moyennes en certains éléments en traces des principaux faciès granitiques du massif St-Sylvestre (Spectrographe à réseau).
- 25) Teneurs de quelques éléments en traces dans les granites du massif de St-Sylvestre (échantillons sains prélevés dans les sondages - analyses quantométriques).
- 26) Analyses de quelques éléments en traces dans les minéraux des granites du Massif de St-Sylvestre.
- 27) Valeurs des rapports Ba/K et Sr/K des fractions "biotite" et "orthose".
- 28) Résultats analytiques du dosage du tantale, du béryllium et du bore par activation neutronique dans les granites du massif de St-Sylvestre.
- 29) Teneurs moyennes en éléments majeurs des différents faciès du granite à deux micas de la Marche Ouest, du granite à deux micas de la Marche Centrale et du granite de Crozant.

- 30) Répartition de quelques éléments en traces dans les principaux faciès du granite à deux micas de la Marche Occidentale, dans le granite de Crozant et dans le granite à deux micas de la Marche Centrale.
- 31) Composition chimique (éléments majeurs) du granite à grain fin et à deux micas de Chateauponsac.
- 32) Les faciès pétrographiques équivalents des granites à deux micas de la Marche et de St-Sylvestre.
- 33) Les différents stades de différenciation des granites à deux micas et les zones correspondantes dans les massifs considérés.
- 34) Comparaison des teneurs moyennes en éléments majeurs des faciès du granito-gneiss de la Brame avec les valeurs extrêmes relevées dans chacune des deux zones principales du granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 35) Comparaison des valeurs extrêmes de quelques éléments en traces relevées respectivement dans la séquence évolutive du granito-gneiss de la Brame et dans celle du granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 36) Comparaison entre les valeurs moyennes et les valeurs extrêmes des éléments majeurs relevées respectivement dans la séquence évolutive des granites à biotite de Guéret et de la Marche Ouest et dans celle du granite à deux micas de la Marche Ouest.
- 37) Légende du tableau n° 36, mais appliquée aux éléments en traces.
- 38) Teneurs en uranium des granites du Massif St-Sylvestre dans la roche saine profonde prélevée au dessous de la zone d'altération superficielle à l'aide de sondages ou d'échantillonnages dans les travers-bancs stériles.
- 39) Teneurs en uranium de quelques échantillons prélevés en profondeur, mais altérés, dans le granite à deux micas de la Marche et dans celui de Crozant.
- 40) Teneurs moyennes en uranium des roches prélevées en surface dans les granites à deux micas du Nord-Limousin.
- 41) Teneurs en uranium du granite de Guéret (carrière du Maupuis - Sondage des Francs).
- 42) Teneurs moyennes des différents faciès du granite de Guéret en surface.
- 43) Teneurs moyennes en uranium des massifs de granite à biotite et des différentes zones du massif d'Aureil (échantillonnages de surface).
- 44) Résultats analytiques du dosage de thorium dans les sondages effectués sur les granites du massif de St-Sylvestre.
- 45) Dosages de l'uranium et du thorium à la microsonde électronique dans les monazites.
- 46) Evolution du rapport Th/U dans les granites du massif de St-Sylvestre.
- 47) Résultats analytiques du dosage du thorium dans les granites du massif de St-Sylvestre (échantillonnage de surface).
- 48) Variations de la teneur en thorium et du rapport Th/U dans le massif de Guéret.

- 49) Résultats analytiques du dosage du thorium dans le granite à deux micas de la Marche Centrale.
- 50) Variations de la teneur en thorium et du rapport Th/U dans le massif d'Aureil.
- 51) Résultats analytiques du dosage de quelques Terres Rares et du zirconium dans les sondages effectués sur le massif de St-Sylvestre.
- 52) Résultats analytiques du dosage de quelques Terres Rares et du zirconium dans des échantillons de surface prélevés sur le Massif de St-Sylvestre.
- 53) Rayons ioniques des Terres Rares (d'après S.R. Taylor).
- 54) Résultats analytiques du dosage à la microsonde électronique de l'uranium et du plomb dans les cristaux d'uraninite des granites du Nord-Limousin et à titre de comparaison dans quelques cristaux de granites de la Montagne Bourbonnaise et du Morvan.
- 55) Rayons ioniques, électronégativité, potentiels ioniques et potentiels d'ionisation d'une partie des éléments en traces étudiés et des principaux éléments majeurs (d'après S.R. TAYLOR).
- 56) Variations réciproques de potassium, du baryum, du strontium et du rubidium en fonction de la sodification et de l'acidité dans le granite à deux micas de St-Sylvestre.
- 57) Température de fusion des oxydes, rayon ionique, électronégativité, potentiel ionique et potentiels d'ionisation du cérium, du zirconium, du thorium et de l'uranium.
- 58) Tableau récapitulatif des variations du thorium, du zirconium, des Terres Rares et de l'uranium dans les processus d'évolution pétrographique et géochimique liés à la différenciation.
- 59) Classification des éléments en traces étudiés sur la base des facteurs cristallo-chimiques qui déterminent leur comportement dans les phénomènes d'évolution granitique observés dans le Nord-Limousin.
- 60) Tableau comparatif des teneurs en uranium à l'état de traces et de l'importance des minéralisations uranifères reconnues (en 1968) dans les massifs (ou zones) granitiques étudiés du Nord-Limousin.



Contours géologiques relevés sur les documents ci-après :

1/ Esquisse géologique et tectonique du Nord Limousin
(Commissariat à l'Énergie Atomique Division de la Crouzille 20-4-1968)

2/ Carte géologique de la France au 1/80 000 Feuille Aubusson (2^{ème} éd. 63)

LEGENDE CONTEXTE GEOLOGIQUE

- SEDIMENTAIRE (POST-CARBONIFERE)
- h₃ HOUILLER
- h_v VISÉEN
- MICASCHISTES
- GNEISS
- EMBRÉCHITES
- ANATEXITES
- GRANITO-GNEISS
- GRANITE A BIOTITE
- GRANITE A DEUX MICAS
- GRANITE A DEUX MICAS A GRAIN FIN

TYPES DE PRELEVEMENT

- ⊕ SONDAGE (AS-BS-CS-ES-FS-PFR)
- Δ MINE (DF-EF)
- ⊙ SONDAGE EN MINE
- CARRIÈRE
- POINT DE PRELEVEMENT EN SURFACE Echantillonnages B-F-H-I
- PERIMETRE D'ÉCHANTILLONNAGE A LA MAILLE CARREE DE 500 m (A-D)

FAILLES
FAILLES-PROLONGEMENT PRESUME
CONTOURS GEOLOGIQUES

LOCATOR MAP: PARIS, Limoges

Vu et approuvé

Permis d'Imprimer

Nancy, le 28 janvier 1970

Le Doyen de la Faculté des Sciences
de Nancy

J. AUBRY

